

ACADÉMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

**T H E S E**

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc  
pour obtenir le grade de Docteur de Spécialité en SCIENCES DE LA TERRE  
Mention : GÉOLOGIE APPLIQUÉE

**TECTONIQUE ET MICROTECTONIQUE  
DES SERIES CRISTALLOPHYLLIENNES DU HAUT-ALLIER  
ET DE LA VALLEE DE LA TRUYERE**

**Contribution du microscope électronique à transmission  
à l'étude de la déformation des minéraux dans les zones profondes**

par

**Jean-Pierre BURG**

Soutenue le 19 Mars 1977 devant la Commission d'Examen.

JURY :	M.	M.	MATTAUER	Président
	M.	F.	PROUST	
	M.	F.H.	FORESTIER	
	M.	P.	MATTE	
	M.	S.H.	WHITE	

A ma famille et à M.E.,



## AVANT- PROPOS

Le travail présenté ici est le résultat de travaux menés au Laboratoire de Géologie Structurale et à Imperial College (Londres) où j'ai pu séjourner grâce à une bourse du British Council. Je tiens à exprimer ici ma reconnaissance à toutes les personnes qui ont contribué à son élaboration.

- En premier lieu à Monsieur le Professeur M. MATTAUER qui m'a accueilli dans son laboratoire.

- A S.H. WHITE qui m'a chaleureusement reçu parmi ses étudiants, à Londres ; il m'a constamment guidé et soutenu lors de mes premiers balbutiements en microscopie électronique.

- A Monsieur le Professeur F.H. FORESTIER qui, après m'avoir proposé cette étude, et guidé sur un terrain qu'il connaît parfaitement, m'a honoré en jugeant ce travail.

- A Monsieur Ph. MATTE qui m'a fait profiter de sa grande expérience de la tectonique profonde et dont les conseils m'ont été précieux. Cet ouvrage lui doit beaucoup.

- A Monsieur le Professeur F. PROUST qui a accepté de juger ce travail.

- Pour leur amitié et leur collaboration à Messieurs B. LASNIER, A. LEYRELOUP et J. MARCHAND qui ont été d'un appui efficace à la bonne poursuite de ce mémoire ; à F. ARTHAUD dont seule l'extrême patience lui a permis de me subir dans un tête à tête quotidien. A P.E. TAPPONNIER qui a bien voulu critiquer mon manuscrit.

Je tiens à remercier également tous les chercheurs et camarades des laboratoires où j'ai travaillé dont le cotoiement de chaque jour m'a été d'une aide précieuse. Je remercie plus particulièrement :

- Messieurs B. SANCHE et J.P. TEJEDO pour la réalisation des lames minces.

- Mademoiselle M. SERRE et Madame B. ETCHECOPAR qui ont réalisé avec diligence la dactylographie de cet ouvrage, et le personnel de l'U.S.T.L. pour son tirage.

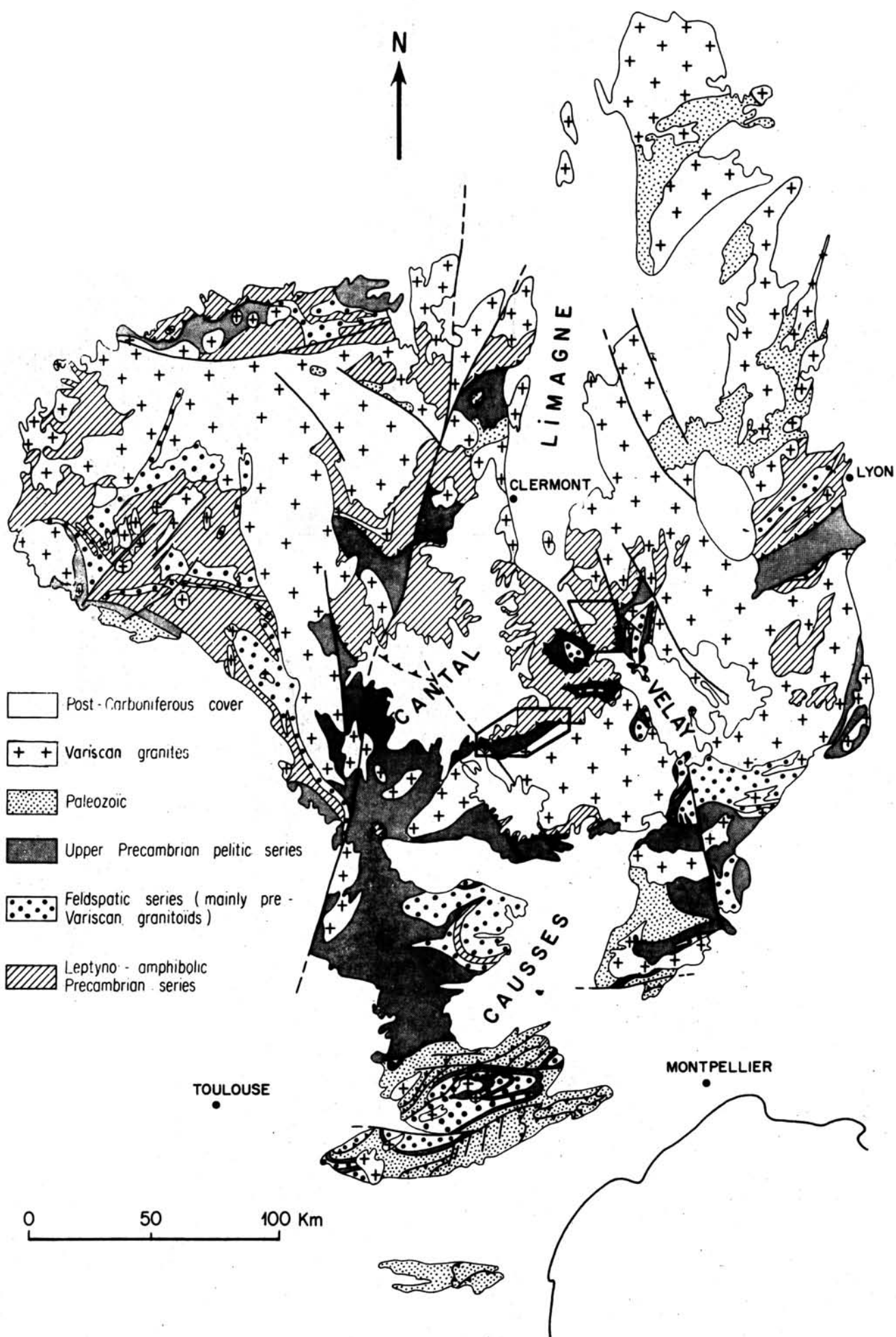


Fig 1: Situation des régions étudiées encadrées dans le Massif Central (d.ap. Burg-Matte 1977)

## INTRODUCTION

.....

### I.- SITUATION GENERALE

C'est au coeur du Massif Central français (Fig. 1) et certainement dans une de ses parties les plus profondes : le Haut Allier (Sud du noyau arverne - JUNG 1954), que se trouve le terrain étudié. Situé sur la rive droite de l'Allier, ses limites au Nord, au Sud et à l'Est sont celles de la carte de Brioude au 1/50 000 dont le lever cartographique est en cours.

La région brivadoise est constituée de roches métamorphiques que F.H. FORESTIER (1961-1963) attribue aux effets d'un métamorphisme et d'une migmatisation I qu'il ne peut dater que par hypothèse soit de l'orogénie calédonienne, soit plus probablement de l'orogénie cadomienne.

Au point de vue géologique, ce terrain comprend la partie nord-ouest du "synclinorium de Massiac" et une partie du "synclinorium Desges-Senouire-Doulon" qui sont deux grandes unités individualisées par FORESTIER (1961-1963). Elles sont séparées par une couronne d'anatexites à cordiérite qui entoure l'unité de Massiac ; dans les parties effondrées de cette couronne sont logés les sédiments stéphaniens puis cénozoïques des bassins de Brassac, Brioude, Paulhaguet.

Au cours de ce travail dans la région brivadoise, il nous est apparu nécessaire de compléter nos résultats sur une zone beaucoup plus favorable quant à la qualité des affleurements. Notre choix s'est fixé sur la vallée de la Truyère constituée apparemment des mêmes séries lithologiques et qui appartient au même ensemble que le Haut Allier. Ce secteur présentait en outre l'avantage d'avoir fait l'objet d'un lever cartographique assez précis et récent (RESTITUITO 1971). L'étude microtectonique de la vallée de la Truyère, de Chaulhac au barrage de Sarrans, qu'il restait cependant à faire, constitue le deuxième volet de notre travail.

### II.- TRAVAUX ANTERIEURS ET PROBLEMES POSES

C'est en 1862 que J. DORLHAC consigne des renseignements encore très utiles sur l'ensemble des résultats obtenus lors des nombreuses prospections de barytine

et de galène qui eurent lieu au XIX<sup>e</sup> siècle dans l'arrondissement de Brioude. Mais c'est à TOURNAIRE (1869) que l'on doit l'une des plus anciennes études de la série cristallophyllienne du Haut-Allier, parachevée par une précieuse carte géologique du département de la Haute-Loire (1880). Il faudra ensuite attendre la thèse de M. ROQUES (1941) pour voir s'approfondir la connaissance du socle cristallin et métamorphique d'une grande partie du Massif Central jusqu'à cette région.

En 1961, FORESTIER définit les principales unités structurales et souligne le caractère polymétamorphique de la série cristallophyllienne constituant le socle du Haut-Allier. Outre ce travail, la région brivadoise a fait l'objet d'études de détail : sur la rive occidentale de l'Allier par l'école de Clermont-Ferrand d'une part (TUNG 1950, MAISONNEUVE 1952, CHAILLOU 1967, SABATE 1968) puis par CARME (1974 a, b, 1975) d'autre part ; sur la rive orientale une étude pétrologique minutieuse a été poursuivie par F.H. FORESTIER et son équipe : LASNIER, LEYRELOUP et MARCHAND, depuis 1967. C'est d'ailleurs à leur accueil que je dois d'étudier ce terrain.

Ainsi, dans l'ensemble de cette série qui correspondrait à une sédimentation géosynclinale de type volcano-sédimentaire, CHAILLOU (1967) ne voyait qu'un seul métamorphisme. Mais l'école de Nantes, ayant découvert au sein des gneiss et migmatites de cette région les témoins d'une série de roches métamorphisées dans le faciès granulite (LASNIER 1968, FORESTIER et LASNIER 1969, FORESTIER et al. 1973), démontrait que ces fragments d'un socle ancien étaient repris par un métamorphisme rétrograde les banalisant dans le faciès amphibolite (FORESTIER et al. 1973). Cette conclusion était étayée par l'étude pétrographique d'enclaves remontées par les volcans néogènes qui prouvaient la nature granulitique et charnockitique du socle profond du Massif Central (LEYRELOUP 1973, 1974). L'idée finale était alors que "les gneiss formant la matrice des roches du faciès granulite pourraient trouver leur origine, non pas dans la cristallisation directe de puissantes séries de sédiments ou de roches plutoniques et effusives, mais dans une rétro-morphose de la partie supérieure d'une tranche d'écorce granulitique plus ou moins continue jusqu'au Moho" (FORESTIER et al. 1973).

C'est une hypothèse que rejette CARME (1975) : "On ne voit pas quelle peut être l'origine de l'eau dans un socle initialement catazonal..." ; un tel problème avait été déjà soulevé par FYFE (1973) en d'autres régions.

CARME propose donc que ces gneiss encaissants soient un ancien flysch argilo-grauwackeux "involué" dans une tectonique tangentielle intense. Ce style tectonique avait bien été observé par DEMAY (1942-1946-1948 a, b) qui plaçait dans le Haut-Allier la zone de racine de sa "nappe de la Margeride". Mais F. CARME (1974 a, b) y décrit des nappes formées aux dépens d'un socle plus ancien. Ces nappes, de type pennique s.l., seraient à déversement Sud et d'âge hercynien. Et il envisage que les gneiss granulitiques acides et les éclogites à disthène et corindon soient des lambeaux insérés tectoniquement et issus d'une croûte inférieure, tandis que les noyaux de metabasites grenues et d'ultra-basites représenteraient des olistolithes dispersés dans une sédimentation de fosse et issus du démantèlement d'une ride adjacente constituée d'une croûte océanique.

Pour résumer, on voit que l'accord était loin d'être fait sur l'origine de la série, sur son histoire métamorphique et sur l'âge et le style tectonique de cette région.

La vallée de la Truyère dans son ensemble (étudiée de Chaulhac au barrage de Sarrans) était par contre très peu connue. En dehors des premières études locales du XIXe siècle et de la thèse de RESTITUITO (1971), les séries cristallophylliennes de cette région ont seulement fait l'objet d'une cartographie sommaire de LAPADU-HARGUES (1951). La lecture de la carte géologique au 1/1 000 000 montre cependant avec plus de détail que ces séries font suite aux séries métamorphiques du Haut-Allier. Les problèmes qui se posent dans ces deux régions étaient donc les mêmes.

### III.- METHODES DE TRAVAIL

---

Pour aborder l'étude tectonique et microtectonique des diverses séries métamorphiques, nous avons suivi une approche pluridisciplinaire (collaboration étroite avec les pétrologues). Les résultats présentés sont donc finalement ceux d'une équipe. Il est apparu que l'approche pluridisciplinaire était la solution la plus efficace pour avancer dans la connaissance difficile de la géologie du Massif Central, et d'une région polymétamorphique en général.

Cette étroite collaboration explique que les données pétrologiques soient réduites au minimum dans la présentation de ce travail. Nous renvoyons aux travaux de LASNIER et de MARCHAND à Nantes, de LEYRELOUP à Montpellier.

La cartographie lithologique et structurale détaillée a été nécessaire pour réunir les données ponctuelles de ces auteurs et parce que les cartes au 1/80 000ème publiées sont fondées presque uniquement sur la zonéographie. Le seul document valable était la carte au 1/200 000 de FORESTIER (1961-1963) malheureusement d'une échelle trop faible pour l'utiliser sur le terrain.

La nouvelle carte a été levée à l'aide des stéréominutes au 1/10 000ème et au 1/25 000ème pour une carte finale au 1/50 000ème en voie d'achèvement. Les faciès lithologiques ont été reconnus sur le terrain puis confirmés au microscope.

Ce lever cartographique au 1/10 000ème a été complété par une analyse microtectonique classique, à savoir :

- cartographie détaillée de tous les bancs, niveaux ou boudins rencontrés.
- mesure systématique des foliations, des axes des plis et des linéations en notant les caractéristiques géométriques et minéralogiques de ces différents éléments.
- mesure systématique de toutes les failles et observation de leurs miroirs pour déterminer les déplacements relatifs des blocs en présence.
- ces mesures ont été interprétées sur canevas de Schmidt (hémisphère inférieur).
- observation au microscope des relations minéraux-déformation.

#### IV.- LES TERRAINS SEDIMENTAIRES

Les premiers terrains sédimentaires, discordants sur la série cristallophyllienne du Haut-Allier sont d'âge stéphanien. Il s'agit de formations détritiques non métamorphisées coincées entre des failles. Elles affleurent près de Lavaudieu : c'est le petit "bassin" de Lugeac, autrefois prospecté. Autre formation sédimentaire détritique et discordante sur la série cristallophyllienne est l'affleurement de "grès rouges" signalé par JUNG (1946) près d'Allehier, mais déjà soigneusement carté par DORLHAC en 1862. Pour leur faciès et leur couleur ils sont rattachés au Permien. On ne trouve aucune trace de terrain mésozoïque.



A l'Oligocène inférieur s'installe une sédimentation lacustre ; ce sont des argiles rouges et vertes et des formations sidérolithiques mal datées (REY 1971, DESCHAMPS 1973) qui remplissent le petit bassin de Paulhaguet. Cette sédimentation a probablement pris place dans une région subsidente, phénomène précurseur de l'importante tectonique cassante en distension qui commande la géomorphologie de la région. Durant cette phase cénozoïque, se mettent en place les abondants épanchements volcaniques qui ont fait très tôt la réputation de l'Auvergne. Ce volcanisme a duré jusqu'au Quaternaire : nous rappelons que le volcan de Senèze (Pié de Charentis) qui se trouve sur ce terrain, est à l'origine de l'ancien "maar" où est installé le village de Senèze ; ce "maar", comblé par des sédiments lacustres, a donné une célèbre faune villafranchienne. De ce même Villafranchien proviennent les sables jaunes et ocres trouvés sous les basaltes, au Sud de Paulhaguet. Dans la vallée de la Truyère, la sédimentation cénozoïque, conservée souvent là aussi sous des basaltes et dans des zones d'effondrement, présente les mêmes caractères que celle du Haut-Allier (REY 1966, 1971).

P R E M I E R E   P A R T I E

ETUDE   GEOLOGIQUE



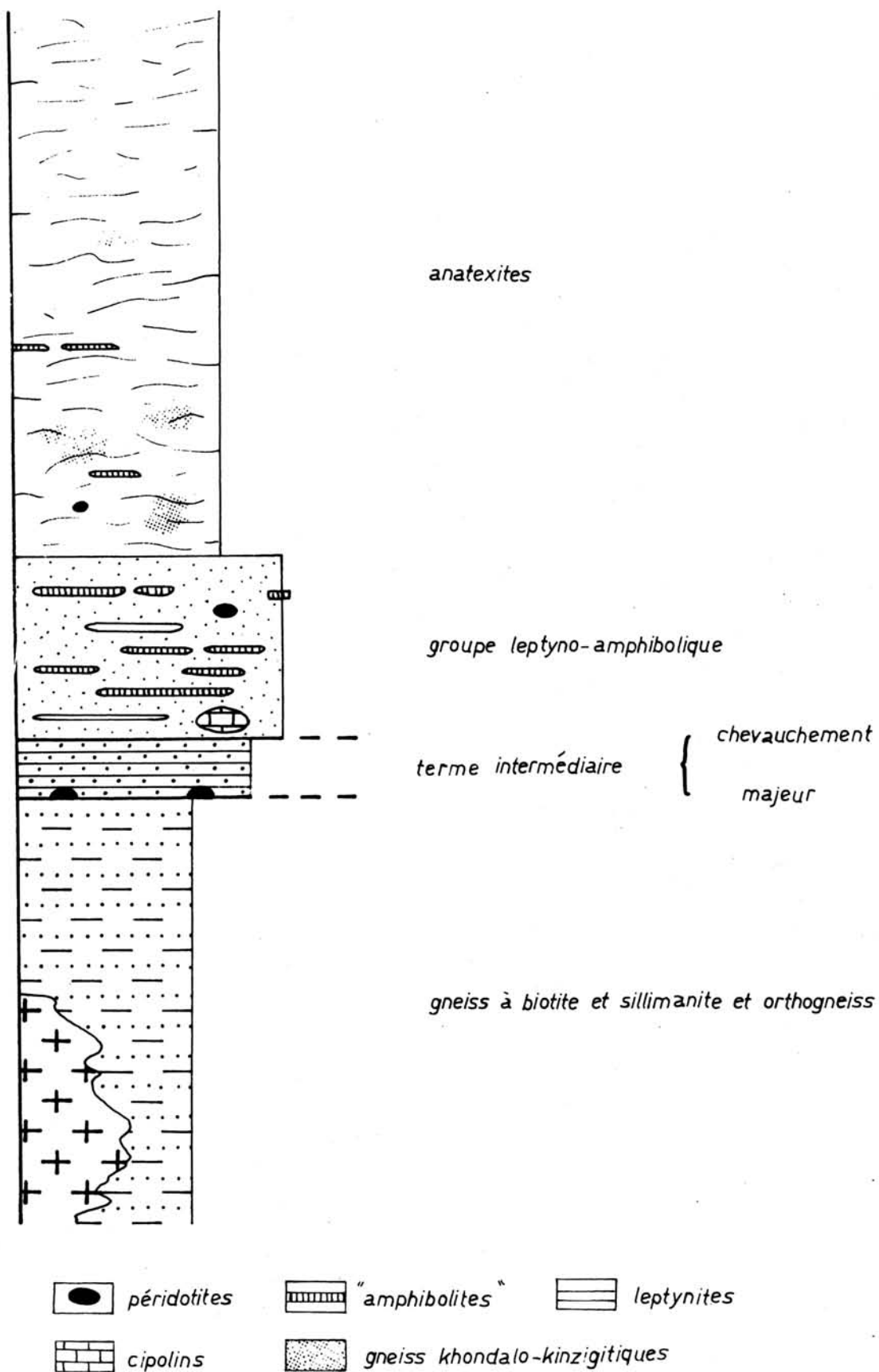


Fig 2: Série litho-stratigraphique schématique du Haut-Allier

## A.- PETROLOGIE DE LA SERIE CRISTALLOPHYLLIENNE

### DU HAUT ALLIER

Comme nous l'avons signalé en introduction, la pétrologie de ce secteur a fait l'objet de travaux très méticuleux par l'école de Nantes, surtout en ce qui concerne le faciès granulite. Ses résultats seront donc souvent évoqués et utilisés. Cette étude sera essentiellement descriptive ; il s'agit donc plutôt de la pétrographie des différents faciès lithologiques rencontrés que de la pétrologie. Précisons dès maintenant que 95 % de la surface d'affleurement sont occupés par des roches métamorphiques de haut degré (WINKLER 1970) ; les 5 % restants étant occupés par des roches de très haut degré (faciès granulite). Notre étude rappelle et précise les caractères de la série majoritaire dont l'ordre de succession de bas en haut est présenté sur la fig. 2.

#### I.- GNEISS OEILLES, ORTHOLEPTYNITES : ORTHOGNEISS.

Ces roches forment trois massifs : l'Arc de Fix, le dôme du Celoux et l'antiforme de Pinols. Ces roches présentent une foliation soulignée par des lits phylliteux à peu près continus, mais se moulant sur les cristaux d'orthoclases qui ont valu à l'Arc de Fix et au niveau de Pinols le qualificatif d'oeillé. Le dôme du Celoux a un aspect plus fin que l'on retrouve associé au faciès oeillé dans le massif de Pinols. Le caractère mixte de ce dernier, où l'on retrouve associés "gneiss oeillés" et "ortholeptynites", permet déjà de se demander si Arc de Fix, niveau de Pinols et dôme du Celoux n'étaient pas initialement constitués d'un même type de roche. Une linéation généralement grossière peut être observée sur le plan de la schistosité.

FORESTIER (1961-1963) avait remarqué l'indépendance et l'obliquité de l'Arc de Fix sur les zones lithologiques et métamorphiques régionales ; il en faisait des roches dues à une migmatisation II hercynienne. Cette obliquité a été confirmée par S. LEMOINE (1967). Plusieurs coupes transversales au contact oriental de l'Arc de Fix montrent qu'il est tectonique (Sembadel, Murs, Curmilhac, Pont d'Alleyras). Ces mêmes coupes ont permis de découvrir tant aux bordures de l'Arc de Fix qu'à celles du niveau de Pinols ou même du Dôme du Celoux, un faciès fin et pauvre en phyllosilicates. Ce faciès de convergence est peut-être d'origine tectonique ; il peut correspondre à un faciès de bordure d'un granite anté-déformation.

La composition minérale des massifs de Fix, Pinols et du Celoux est constante. Seules, proportion et taille de ces différents éléments varient.

Les minéraux constitutifs sont :

- le quartz : présent sous trois aspects :

- a) le quartz de première génération, à extinction ondulante et aux joints lobés.
- b) le quartz en grandes plages, xénomorphes, limpides et à extinction franche.
- c) en bourgeons dans les myrmékites très abondantes.

- l'orthose : c'est par sa morphologie que se distinguent les massifs de Fix et Pinols de celui du Celoux : Les mégacristsaux ovoïdes sont exceptionnels dans le dernier. Mais dans l'Arc de Fix et le niveau de Pinols, l'orthose est présente sous deux types :

- a) en mégacristsaux aux contours irréguliers, toujours mâclés Carlsbad, avec de la perthite en taches et qui renferment diverses inclusions (biotite, quartz, plagioclase, apatite, magnétite).
- b) en cristaux de taille plus faible, de forme polygonale ou quelconque. Ils sont perthitiques en film et libres de toute inclusion. Si l'on en croit Mme MERGOIL-DANIEL, ils seraient à rattacher à la migmatisation vellave.

En effet, en 1970, cet auteur a étudié les feldspaths potassiques de l'Arc de Fix. Elle a montré que par leurs caractères structuraux et oligoélémentaires

- ces gneiss oeillés ont une individualité chimique par rapport aux autres roches métamorphiques de la région.
- leur genèse est indépendante des conditions thermodynamiques sous lesquelles se serait réalisé le premier métamorphisme défini par F.H. FORESTIER (1961-1963).
- ils ont une très grande unité et ils sont postérieurs au métamorphisme I (cité ci-dessus).

Ces observations sur les feldspaths potassiques et sur les quartz des formations du Haut-Allier, lui permettent de les considérer comme pouvant être "des granites syntectoniques, en particulier l'Arc de Fix placé dans la zone d'influence de l'anatéxie du Velay". Ces granites également considérés comme syntectoniques sont connus de longue date dans le Massif Central (DEMAY 1942).

- le plagioclase est un oligoclase (An 15-20), altéré en séricite, maclé selon la loi de l'albite, rarement suivant la loi du péricline.
- la biotite peut être très fraîche ou disloquée par du quartz envahissant ; elle peut être transformée quand elle est incluse dans les autres minéraux (frange de muscovite quand la biotite est en inclusion dans le feldspath potassique).
- la muscovite est rare et toujours réactionnelle.
- la sillimanite, sous forme de fibrolite, est rare. Elle semble localisée dans les zones très tectonisées.
- parmi les minéraux accessoires les plus fréquents sont l'apatite, le zircon, la magnétite et quelques grenats automorphes mais très fracturés.

En conclusion, nous nous rangeons complètement à l'avis de Mme MERGOIL-DANIEL (1970) pour l'Arc de Fix et proposons d'étendre cette conclusion au massif de Pinols et au dôme du Celoux. Compte tenu des types de gisements et des caractères pétrologiques de ces formations, nous réunissons en effet les mêmes critères que ceux d'un granite déformé. C'est pourquoi nous les qualifierons désormais d'orthogneiss.

L'Arc de Fix dériverait d'un granite monzonitique dont l'âge de la mise en place serait d'environ 520 M.A. (J. KORNPROBST, BERNARD-GRIFFITHS comm. pers.). Une telle démonstration conforterait notre opinion.

## II.- MICASCHISTES FELDSPATHIQUES.

L'aspect et l'assemblage minéralogique des roches qui affleurent à l'Est de la feuille de Brioude sont ceux de micaschistes. Ce sont des roches très riches en micas, finement litées et fissiles rapidement altérées à l'affleurement et sur lesquelles les déformations tardives et mineures ont laissé une trace qui reflète mal leur peu d'importance réelle. La microstructure de ces micaschistes est lépidoblastique.

Au microscope on remarque des microplis à charnières isoclinales, aux flancs laminés rattachés à la phase 2. Ces microplis sont repris par de petits plis "en genoux" à charnière aigüe, rattachés à la phase 3. Très rarement nous avons pu observer une schistosité liée à cette phase 3.

Les minéraux constitutifs de la roche sont :

- Le quartz, abondant, constitue des niveaux, souvent laminés, parallèles à la schistosité. Il est en cristaux xénomorphes, aux joints légèrement lobés et a une faible extinction ondulante. On peut le trouver aussi en fines inclusions dans les plagioclases.
- Le plagioclase acide, dont la détermination est difficile car il est très fracturé et très séricitisé. Il peut contenir des inclusions de biotite et de muscovite. Leur abondance qui nous a fait qualifier ces micaschistes de "feldspathiques" est peut être l'indice d'une histoire complexe de ces roches.
- La biotite : deux générations sont ici présentes :

La première sous forme de fines paillettes associées à de la sillimanite. Très déformées elles constituent des niveaux aux allures flexueuses, soulignant ainsi la foliation liée aux microplis de phase 2. Elles sont également déformées par cette phase 2. Cette première génération de biotite est souvent associée à des aiguilles de rutile (sagénite) en épitaxie sur la face 001 de ce mica.

La deuxième génération correspond à des biotites de plus grandes taille et très fraîches, parallèles ou sécantes à la foliation. Elles peuvent former des arcs polygonaux sur les microplis 2. Elles présentent une extinction faible ondulante. Cette deuxième génération est toujours riche en auréoles pléochroïques autour de zircons. La biotite des deux générations est en voie de chloritisation croissante d'Ouest en Est. Cette chloritisation est totale à l'approche des failles et, entre autres, de la bordure de l'Arc de Fix (Murs). La biotite donne alors d'autres minéraux opaques.
- La muscovite se développe aux dépens de la sillimanite. Elle peut cristalliser en rosettes mais apparaît aussi sous la forme de paillettes plurimillimétriques qui se développent à partir d'amas polycristallins de ce même minéral. Il semble qu'il y ait également deux générations de ce phyllosilicate. Celle qui vient d'être décrite et qui se rencontre également en arcs polygonaux sur des microplis de phase 2 isoclinaux est la seconde. De fines paillettes très déformées dans la foliation de la roche pourraient représenter la première génération.

- Les minéraux accessoires rencontrés sont :

- . sphène,
- . apatite,
- . zircon,
- . minéraux opaques,
- . tourmaline qui peut aussi apparaître tardivement, discordante sur la foliation.

Cette roche contient aussi des minéraux relictuels qui sont :

- Le grenat : peu abondant, très fracturé et en voie de chloritisation.
- La sillimanite au détriment de laquelle se développe la muscovite peut être persistante en petits yeux millimétriques blanchâtres.
- Les feldspaths dont la proportion semble décroître vers l'Est, ce qui est sans doute dû à un état d'altération plus avancé. Ils sont fracturés et très séricitisés. Localement les inclusions de quartz et de biotite soulignent une schistosité interne.
- La staurotide fracturée est rare. Au Sud de l'orthogneiss de Pinols, il semble qu'il y ait aussi du disthène (MARCHAND, commun. personnelle).

La paragenèse de ces roches paraît hétérozonale. En effet biotite, muscovite, quartz, éventuellement grenat et staurotide sont des minéraux normaux dans des micaschistes. Par contre l'abondance et le délabrement du plagioclase et la présence de reliques de sillimanite au détriment de laquelle se développe la muscovite ne sont pas des indices d'un métamorphisme prograde. Les arguments nous permettent de nous demander, après FORESTIER (1961-1963), si ces roches ne sont pas les produits de l'évolution rétro-morphique des gneiss à biotite et sillimanite affleurant plus à l'ouest dans la série de la Senouire. Cette interprétation serait confirmée par des observations plus récentes faites dans la Desges par MARCHAND (comm. pers.). Cette rétro-morphose se serait développée lors d'un deuxième métamorphisme de type basse pression, reconnu ailleurs dans le Massif Central (CHENEVOY et al. 1971).

### III.- GNEISS A BIOTITE ET SILLIMANITE.

La formation des gneiss à biotite et sillimanite affleure au sein de l'unité de Massiac. A l'affleurement ces roches présentent des rythmes parfois

très accusés, peut-être d'origine sédimentaire, surtout à l'Est quand ils sont peu rétro-morphosés, et au coeur du "synclinorium de Massiac". L'épaisseur de ces rythmes est de 10 à 40 cm.

Riches en biotite et sillimanite (d'où leur nom) ces gneiss ont une foliation prononcée qui montre rarement une linéation. Leur microstructure est généralement lépidoblastique (JUNG et al. 1952), surtout dans certains horizons pratiquement dépourvus de minéraux quartzo-feldspathiques ; mais elle peut être grano-lepidoblastique dans des séquences plus leucocrates. En plus de ces variétés lithologiques, nous mentionnerons celle où l'on rencontre la biotite sans sillimanite. Ces gneiss contiennent normalement :

minéraux cardinaux	minéraux accessoires
- quartz	- apatite
- microcline	- magnétite
- plagioclase	- ilménite
- biotite	- tourmaline
- sillimanite	- zircon
- grenat almandin-pyrope	- allanite
	- graphite
	- cordiérite

Nous pouvons ajouter à la description minéralogique détaillée de MARCHAND (1974) les observations suivantes :

- pour le plagioclase : au Nord, près de Madriat, il peut donner des yeux à schistosité interne qui permet de préciser que sa croissance est syntectonique.
- Deux générations de biotite paraissent se succéder : la première est en fines paillettes couchées dans la foliation, à extinction ondulante. La deuxième, de loin la plus fréquente, en grands cristaux peu déformés millimétriques, parfois rassemblés en amas d'aspect post tectonique. Cette deuxième génération est sécante sur la schistosité.
- pour la sillimanite en laquelle MARCHAND (1974) voit un produit de déstabilisation du disthène, nous pensons que cette interprétation, justifiée dans la région où affleurent les lambeaux granulitiques les plus nombreux, peut être discutée pour les gneiss à biotite et sillimanite qui affleurent à l'Est et au coeur de l'anticlinorium de Massiac où ils ont un aspect



plus régulier, plus stratifié, présentant alors de véritables rythmes sédimentaires parfois très tranchés. La roche contient ici des indices de cisaillement, voir de mylonitisation parfois bien marqués. L'apparition de la fibrolite serait alors liée au cisaillement comme l'ont proposé MACAUDIERE et TOURET (1969) dans les Pyrénées et dans le Bamble.

Beaucoup de confusions ont existé au sujet de ces gneiss à biotite-sillimanite alors qu'il apparaît qu'il s'agit là d'un faciès de convergence. En fait, on peut distinguer par leurs structures différentes :

- Les gneiss à biotite-sillimanite vrais, dérivés d'une série pélitique et quartzo-pélitique épaisse, qui présentent les rythmes parfois tranchés. Ces gneiss, généralement pauvres en grenat, ont un débit en feuillets facile et régulier. Les indices de rétro-morphose, s'il y en a, sont discrets ; aucune relique granulitique n'a jusqu'alors été trouvée dans cette série. Notre hypothèse de travail est donc de considérer cette formation comme prograde.

- Des anatexites schisteuses ont parfois été rangées à tort dans le groupe des gneiss à biotite et sillimanite. Ces anatexites ont deux aspects :

- a) roches à patine bleutée, au débit en esquilles, elles sont très riches en grenat et sillimanite et sont toujours associées à des reliques de gneiss khondalito-kinzigitiques. Elles en sont le produit direct de la rétro-morphose.
- b) roches qui ont un aspect flexueux, riches en sillimanite et en plagioclase tectonisé, qui se débitent en grandes écailles. Ce sont en fait des anatexites à cordiérite laminées.

Cartographiquement, ces gneiss à biotite-sillimanite vrais et les anatexites schisteuses n'affleurent pas dans les mêmes ensembles. Les premiers constituent l'unité de Massiac et les séries à l'Est de la carte de Brioude qui semblent se rétro-morphoser en micaschistes ainsi que nous venons de le voir. Les secondes n'affleurent qu'au sein de l'ensemble migmatitique, dans tous les cas observés, séparé des gneiss à biotite-sillimanite par le groupe leptyno-amphibolique et le terme intermédiaire.

L'interprétation de l'origine des gneiss à biotite-sillimanite pose des problèmes. Deux hypothèses ont été énoncées :

- Pour MARCHAND (1974), ils pourraient être d'origine rétro-morphique car ils seraient intimement associés à des gneiss granulitiques. Nous avons signalé



que nous n'avons pas retrouvé cette association au coeur de l'unité de Massiac, mais avec les anatexites schisteuses de type a.

- Pour CARME (1975) ils représentent un ancien flysch grauwakeux.

FORESTIER (1961-1963) a montré que le métamorphisme de cet ensemble est topochimique. Les analyses proposées par ce même auteur placent ce faciès dans la catégorie des flyschs argilo-grauwakeux métamorphisés dans des conditions qui correspondent à la base du faciès amphibolite. Mais à l'époque où cet auteur a présenté son interprétation il ignorait l'existence des gneiss khondalito-kinzigitiques alumineux.

Plusieurs climats de métamorphisme se sont succédés dans la région étudiée : le plus ancien dans les gneiss à biotite-sillimanite vrais est à staurotide-disthène ; le plus récent est à andalousite-cordiérite. Cette succession d'épisodes métamorphiques de moyenne puis de basse pression est connue dans cet ordre en d'autres régions (Cévennes méridionales, Albigeois) dans cette épaisse série schisto-gréseuse du Massif Central (CHENEVOY et al. 1971). L'ensemble de ces formations métamorphiques apparaît initialement d'origine prograde.

Pour nous les micaschistes et gneiss à biotite-sillimanite vrais représentent un matériel sédimentaire homogène et quartzo-pélitique affecté par ces deux métamorphismes successifs.

#### IV.- PASSAGE GNEISS A BIOTITE SILLIMANITE - GROUPE LEPTYNO AMPHIBOLIQUE : ROCHE DE TRANSITION.

La cartographie fine et la reconnaissance sur le terrain de la lithologie nous a permis de découvrir l'existence d'un terme de transition entre les gneiss à biotite et sillimanite vrais et le groupe leptyno-amphibolique qui les surmonte. Il s'agit en général d'un ensemble de gneiss qui possèdent à la fois des caractères des gneiss à biotite et sillimanite et des caractères des gneiss fins du groupe leptyno-amphibolique. Mais la permanence de ce terme aux caractères mixtes autorise à l'individualiser, d'autant plus facilement qu'il peut prendre une patine claire et peut être alors décrit comme gneiss à petits yeux. La foliation y est prononcée.

La sillimanite a, dans ce faciès, un habitus particulier. Elle est :

- soit concentrée dans des nodules de quartz et sillimanite ellipsoïdaux étudiés en détail par MARCHAND (1974). Ces nodules soulignent une linéation.
- soit concentrée en larges plaques fibreuses (Photo 8).

Ce terme, d'une épaisseur variable (de quelques mètres à près de 1 km), est reconnaissable à ce qu'il constitue un niveau compétent dans lequel s'est particulièrement bien imprimée la phase 3 de plis décimétriques en chevrons ou des failles ductiles centimétriques superposées (Photo 5). On rencontre les mêmes niveaux que dans les gneiss à biotite et sillimanite, mais ceux-ci, à la différence des rythmes des gneiss à biotite et sillimanite vrais, sont d'origine tectonique. La microstructure de ce faciès est mylonitique, voir localement blasto-mylonitique, plus souvent simplement granoblastique à grano-lépidoblastique.

#### V.- GROUPE LEPTYNO-AMPHIBOLIQUE.

Il peut être un véritable repère pour définir les grandes structures postérieures à la foliation. FORESTIER (1961-1963) l'a appelé ainsi car il s'agit d'un ensemble, interprété dans une optique orthodérivée, comme des coulées et tufs de rhyolites et de basaltes, maintenant sous forme de leptynites et d'amphibolites.

En fait, ce groupe est constitué :

- de gneiss fins assez pauvres en micas dans lesquels on retrouve, dispersés de façon aléatoire,
- des boudins de leptynites (roches largement quartzo-feldspathiques),
- des boudins d'amphibolites, terme qu'il faut ici entendre au sens large car ce sont en fait des témoins basiques variés.

L'intérêt de ces différentes amphibolites sera discuté plus loin.

L'association amphibolite-gneiss fins-leptynites n'est pas constante. Elle peut être régulière et donner à l'ensemble un aspect paradérivé, ou peut ne pas exister et seuls les gneiss fins sont représentés, dans lesquels la foliation

est nette quoiqu'ils soient en partie mobilisés. En général, leur grain est alors assez grossier et leur cohésion faible.

L'importance de cet ensemble décrit par FORESTIER (1961-1963) dans cette région a été négligée. Pourtant c'est une des grandes séries repère du "Noyau Arverne" puisque nous pouvons la suivre des Monts du Lyonnais jusque dans la vallée de la Truyère où elle a été étudiée par RESTITUITO (1971). A l'Ouest du grand sillon houiller, nous l'avons retrouvée dans la moyenne Dordogne où elle avait été décrite par TEMPIER (1967) ; elle est bien connue dans le Limousin (ROQUES 1941, SANTALLIER 1975). On en retrouve une variante dans le Rouergue (COLLOMB 1970, NICOLLET 1976). Toutefois, nous ne savons pas si dans ces différentes régions il s'agit d'un même niveau stratigraphique.

a) LES GNEISS FINS.

Ce sont eux qui constituent l'essentiel de ce groupe leptyno-amphibolique. Il s'agit d'une roche jaune clair, à grain fin, plus ou moins riche en biotite, au débit en plaquettes fines et régulières. Cependant, à travers le groupe, il y a de nombreuses variations de faciès de ces gneiss. C'est ainsi que depuis les anatexites jusqu'aux gneiss à biotite et sillimanite vrais on note la succession suivante, entre Armandon et les Begons, et sur environ 400 m.

Sur 40 m

- une succession de niveaux quartzo-feldspathiques d'environ 0,5 cm d'épaisseur chacun, séparés par la foliation dans laquelle on trouve de la biotite. Le grain est assez grossier et l'ensemble parcouru de nombreux filons de faibles dimension de pegmatoïdes. L'ensemble est anatectique.

- des niveaux leptyniques peu épais (0,2 cm) jaune bruns se suivent sur environ 30 m. Ils contiennent quelques micas et alternent avec des niveaux plus sombres, gris verts, plus riches en micas et où se trouvent quelques amphiboles. Ces ruptures de couleur se font tous les 2 à 5 cm. De nombreux pegmatoïdes envahissent la foliation.

- un niveau grossier, noir, avec de nombreux yeux de feldspath blancs ; ce niveau est massif et on trouve à sa base des boudins des niveaux précédents. Ce niveau est épais d'une vingtaine de mètres.

- un ensemble quartzo-feldspathique comparable au premier qui a une épaisseur variable. C'est vers le milieu de cet ensemble qu'apparaissent les premiers boudins de roches basiques et de leptynites. Ces boudins se rencontrent sur une épaisseur d'environ 200 m et, de par leur position, donnent une certaine polarité au groupe leptyno-amphibolique.

Minéralogiquement ces gneiss fins sont des roches à :

- quartz xénomorphes à extinction ondulante.
- microcline plus ou moins séricitisé.
- plagioclase acide également séricitisé (oligoclase).
- biotite plus ou moins déformée, dans la foliation.
- muscovite qui se développe aux dépens de la biotite et des plagioclases.
- grenats en atolls.
- de rares hornblendes vertes peuvent parsemer la roche.
- de la sillimanite fibrolite.

Les principaux minéraux accessoires sont :

- le zircon en cristaux isolés d'assez belle taille.
- des minerais, parfois jusqu'à 15 % de la roche.
- de l'apatite.
- du rutile.
- de la pinnite mal déterminée.

#### b) LES LEPTYNITES.

Elles ont, pour une grande part, été décrites par MARCHAND (1974) sous le terme de granulites sans silicate d'alumine. Roches à structure assez massive, elles ont une foliation, marquée par de la biotite accessoire, qui devient diffuse quand ces leptynites deviennent anatectiques ; cette foliation est difficile à retrouver quand la roche conserve un débit en crayon en des affleurements trop rares. Cette linéation très intense, parallèle aux axes B de plis isoclinaux, est qualifiée d'étirement (environs de Cerzat du Dragon et dans les bois de la Brujaire).

Plusieurs types de microstructure sont représentés suivant les affleurements. Elle peut être granuloblastique, équi-granulaire interlobée, on y trouve des "plattenquarz". Les phénoclastes existent et sont observables macros-

copieusement, donnant des yeux à forme légèrement ellipsoïdale dont le grand axe dans la foliation pourrait indiquer une direction de linéation ; mais ces yeux ne sont pas assez nombreux pour que ceci puisse être vérifié.

On distingue plusieurs types de leptynites qui sont :

i) Les granulites sans silicates d'alumine (MARCHAND 1974) dont les constituants minéralogiques témoignent de deux paragenèses successives, toutes granulitiques : - paragenèse 1 : quartz, orthose perthitique, plagioclase antiperthitique, grenat  $\pm$  biotite, zircon, apatite, minerais  $\pm$  clinopyroxène.

- paragenèse 2 : quartz, orthose perthitique, oligoclase, grenat  $\pm$  biotite, zircon, apatite, allanite ; minerais  $\pm$  amphibole et  $\pm$  clinopyroxène. La deuxième paragenèse serait issue de la recristallisation post-tectonique de la formation en voie de rétrogenèse.

ii) Les leptynites à paragenèse du faciès amphibolite qui sont les mêmes roches, toujours pauvres en biotite. On y observe les mêmes minéraux mais du microcline remplace de l'orthose et de la muscovite apparaît aux dépens de la biotite et des feldspaths potassiques ; les grenats se chloritisent.

Ces leptynites ont été interprétées par MARCHAND (1974) comme formées par des "granulites sans silicates d'alumine". On y rencontre les mêmes textures et les mêmes microstructures.

Tous les auteurs s'accordent pour attribuer une origine orthodérivée à ces leptynites. Elles pourraient dériver de tufs rhyolitiques remaniés en milieux argileux. Mme MERGOIL-DANIEL (1970) a de plus montré que les feldspaths potassiques de ces leptynites faisaient partie intégrante de la série métamorphique et ne représentaient pas un matériel d'apport. Bien que l'on vienne de les présenter sous deux types différents (pour des raisons de paragenèse) ces leptynites correspondent toutes au même matériel initial. C'est pourquoi, structuralement, nous nous contenterons souvent de les désigner sous le terme général de leptynites, nous référant au type quand nécessaire.

### c) LES AMPHIBOLITES.

Les amphibolites du Haut-Allier représentent dans leurs termes les plus communs l'aboutissement banalisé d'une histoire métamorphique qui a pu

d'une part être complexe, et d'autre part avoir comme point de départ des roches de nature aussi différentes que gabbros, éclogites etc... (LASNIER, 1977).

Le terme est pris dans un sens large. En effet, si les amphibolites dans leurs termes les plus banalisés constituent l'essentiel des roches basiques du groupe leptyno-amphibolique, on y rencontre également des roches qui présentent une paragenèse du faciès granulite et dont nous parlerons plus loin. Mais les associations minéralogiques dans les amphibolites elles-mêmes sont variées et permettent de distinguer plusieurs types :

- les amphibolites dont la hornblende constitue plus de 90 % de la roche.
- les amphibolites, sans quartz, à hornblende verte et plagioclase plus ou moins altéré.
- les amphibolites à hornblende verte, plagioclase, biotite et avec plus ou moins de quartz.
- les amphibolites à grenat xénomorphe, hornblende verte, oligoclase, biotite, quartz. Elles sont pauvres en sphène.
- les amphibolites à pyroxène et les pyroxénites à grenat : le pyroxène (diopside) associé à du quartz est rélictuel et accompagne de la hornblende verte, du plagioclase séricitisé, du grenat et du sphène.
- Les pyroxénites semblent dues à la transformation d'un cipolin au contact d'une roche basique (MARCHAND 1974, LASNIER 1977).
- les pyroxénites à plagioclase, quartz, chlorite, épidote, zoisite et sphène.

La microstructure de ces amphibolites est également variée. Elle est polygonale sans orientation, les amphiboles peuvent être allongées dans un plan de foliation. Suivant la présence de minéraux annexes la microstructure peut être aussi granoblastique, lépidoblastique et même nématoblastique dans certaines pyroxénites. Ces amphibolites sont en boudins de toutes les tailles (centimétriques à décimétriques), chacun présentant souvent des caractéristiques pétrographiques et microstructurales qui lui sont propres. Cependant, au nord, la formation paraît plus régulière et la composition semble plus homogène.

#### d) CONCLUSION.

Ce groupe leptyno-amphibolique est très riche en éléments structuraux dont l'importance sera discutée dans la partie tectonique de ce travail. Il présente des variations d'épaisseur marquées qui ne peuvent uniquement être



attribuées à des phénomènes tectoniques. Presque inexistant au S.E. près de Ste Marguerite, il a une puissance de plus de mille mètres à l'ouest, au nord de Peygerolles.

Que représente ce groupe leptyno-amphibolique ? La conclusion de F.H. FORESTIER (1961-1963) est que cet ensemble dériverait d'une série de roches éruptives ; un volcanisme acide, rhyolitique, dacitique et avec émission massive de tufs semble avoir alterné avec des phases basiques pendant lesquelles venaient au jour andésites et basaltes. Cette conclusion est valable si l'on admet que la recristallisation de ce groupe s'est faite sans grand changement dans sa composition chimique initiale, et qu'elle s'est faite à volume constant, sans apport d'éléments extérieurs. On pourrait contester ces faits en soulignant l'apparence paradérivée des ensembles où leptynites et amphibolites sont parfaitement interstratifiées, même dans des boudins, et ce à épaisseur égales. De plus, on peut souligner (comme nous le verrons) la présence de marbres et de cipolins. Et on sait qu'ORVILLE (1969) pour un ensemble comparable a montré l'origine paradérivée possible d'une telle association ; la série pouvant alors être à l'origine essentiellement carbonatée. De fait, la nature des para-amphibolites a été souvent déduite de leur association avec des marbres et de leur nature "statifiée". Mais LEAKE (1964) a prouvé que les ortho-amphibolites peuvent être associées à des marbres et des quartzites. Seule une étude des éléments en traces de ces amphibolites pourrait, peut-être, apporter une solution à ce problème. C'est ce que nous ne ferons pas et admettrons désormais comme FORESTIER (1961-63) que cet horizon à chimisme basalto-andésitique et rhyodacitique ou même rhyolitique dominant à une origine volcanique.

## VI.- MIGMATITES.

L'ensemble migmatitique couvre presque la moitié de ce secteur. Il est d'usage d'y distinguer arbitrairement, mais pour des raisons de faciès, les anatexites schisteuses à structure gneissique, et les anatexites grenues plus affectées par la mobilisation, localement assez importante pour donner des granites d'anatexie.

De nombreux filons de faible puissance, aplitiques ou pegmatitiques recoupent ces anatexites.

a) LES "ANATEXITES SCHISTEUSES".

Ce sont des roches dont le faciès, sur le terrain, est très proche de celui des gneiss à biotite et sillimanite. Cependant leur "litage" est moins régulier et le grain des parties quartzo-feldspathiques plus grossiers (2 mm). Elles présentent souvent une structure stromatique (MEHNERT 1962) et une microstructure granolépidoblastique. Nous les avons déjà discutées (p.12 ).

b) LES "ANATEXITES GRENUES".

Beaucoup plus mobilisées que les précédentes , leur structure est essentiellement nébulitique (MEHNERT 1962), et localement aboutit à un granite d'anatexie. Leur foliation tend à disparaître, leur grain est moyen, et elles présentent à l'affleurement un aspect rouillé, parfois tacheté car la cordiérite se groupe en nodules et le faciès de la roche devient semblable à celui connu dans tout le Massif Central sous le nom de "gneiss d'Aubusson". La cordiérite est rarement retrouvée à l'état frais (bleu). En général, elle est altérée en pinite, et ces nodules aux formes irrégulières apparaissent plus souvent en vert foncé. La microstructure de ces roches est granoblastique avec une légère tendance lépidogranoblastique quand la foliation n'a pas totalement disparu.

Ce sont des roches à (MARCHAND 1974) :

minéraux cardinaux	minéraux accessoires	minéraux relictuels
quartz	zircon	disthène
orthose	apatite	orthose perthitique
biotite	sphène	antiperthites
cordiérite	rutile	
sillimanite	magnétite et pyrite	
grenat	muscovite, séricite, pinite	

c) COMMENTAIRES SUR LES MIGMATITES.

Nous avons observé que les migmatites se répartissaient en anatexites schisteuses et en anatexites grenues. L'ordre de succession de ces deux faciès n'est pas évident car leur juxtaposition ou leur superposition est loin d'être tranchée. La série est un véritable manteau d'arlequin de ces deux faciès



(anatexites schisteuses et anatexites grenues) et le passage de l'un à l'autre se fait de façon floue ; il y a continuité entre eux. La mobilisation est graduelle et FORESTIER (1961-1963) a montré le caractère topochemique de cette migmatisation qui se développe indifféremment dans tous les termes de la série lithologique de la région.

Ces migmatites sont des paragneiss à cordiérite et feldspath potassique qui ont subi d'abord une mobilisation topochemique qui leur confère une structure anatectique puis une rétro-morphose qui se traduit par l'apparition locale de muscovite. CHENEVOY et al. (1971) proposent que la mobilisation soit apparue dans les conditions de métamorphisme de moyenne pression au sens de MIYASHIRO (1961).

Un des caractères de cette série est de contenir des roches dispersées dont nous allons parler : péridotites, roches du faciès granulite et "gneiss à biotite et sillimanite" qui leur sont associés. Par endroit ces anatexites sont également riches en nodules quartzo-feldspathiques à grain fin. Leur examen attentif a révélé qu'il s'agit souvent de charnières isoclinales isolées. Ces nodules sont minéralogiquement composés de quartz et de plagioclase, et rarement de biotite. Ils ont donc une association minérale atypique qui ne permet de les rattacher à aucun événement thermodynamique précis.

Structuralement cette anatexie est une catastrophe car, postérieure aux derniers mouvements tangentiels importants, elle efface toute trace de linéation.

## VII.- GRANITES.

Outre les granites d'anatexie qui n'ont jamais qu'une faible extension, la série cristallophyllienne est traversée par quelques autres granites appartenant semble-t-il à deux générations.

### a) LE GRANITE DE CHAMPAGNAC LE VIEUX.

Il s'agit d'un granite déformé à porphyroblastes carrés d'orthose, faciès unique qui a permis à FORESTIER (1961-1963) de lui rattacher le petit filon de la Vèze. Seule le quart méridional de ce massif allongé, qui passe par Champagnac le Vieux, affleure sur la carte au 1/50 000 de Brioude, zone où son contact avec les terrains encaissants n'est pas observable. Mais son contact intrusif, visible

un peu plus au nord sur la carte au 1/50 000 de St-Germain Lembron a été décrit par BRASSENS (1960) puis FORESTIER (1961-1963) sur la D 52. La texture planaire acquise par ce granite est concordante avec la foliation de l'encaissant.

Sa composition minéralogique est la suivante :

- quartz en plage amiboïde et à extinction ondulante.
- orthose poecilitique xénomorphe, contient du quartz, de la biotite et du plagioclase zoné. Il est souvent finement perthitique.
- plagioclase (An 20), zoné et séricitisé, cet oligoclase est poecilitique et contient du quartz et de la biotite.
- biotite à auréoles pléochroïques autour du zircon, plus ou moins chloritisée.
- muscovite à laquelle peut être rarement associée de la chlorite.
- bourgeons de myrmékite très nombreux autour du feldspath potassique.
- apatite, zircon et magnétite en sont les minéraux secondaires.

Du fait de sa déformation, la microstructure de ce granite est cataclastique. Sa date de mise en place est cependant difficile à préciser. Pourtant le caractère poecilitique de l'orthose permet de dire que ce minéral semble postérieur à l'ensemble de la roche. Un autre élément important dans l'histoire de ce granite ressort de l'observation des enclaves de roches encaissantes qu'il renferme. Ce granite est postérieur à l'essentiel du métamorphisme régional.

#### b) LES GRANITES TARDIFS.

Le massif le plus important est celui de Vieille Brioude : il s'agit en général d'un ensemble filonien constitué de filons de faible extension allongé sur près d'une dizaine de kilomètres.

Ce sont des granites à deux micas, alcalins acides, de couleur grise à l'état frais, souvent rosée à l'affleurement.

Les minéraux constitutifs sont (FORESTIER 1961-1963) :

##### minéraux cardinaux

quartz  
orthose  
oligoclase  
biotite et muscovite

##### minéraux secondaires

cordiérite  
grenat  
magnétite  
apatite  
zircon

Ces granites ne sont pas déformés et leur microstructure est grenue. Ils recoupent les terrains encaissants auxquels ils sont postérieurs. Ces granites sont associés à des filons de pegmatite pauvres en micas.

#### VIII.- ENSEMBLES DISPERSÉS.

J'appelle "ensembles dispersés" des roches qui ont appartenu à une même série qui ne subsiste qu'à l'état de témoins éparpillés et sans relations directes entre eux. C'est au sein des roches décrites précédemment que se trouvent ces reliques qui sont :

- des roches du faciès granulite.
- des péridotites.
- des éclogites.

Rappelons que ces ensembles dispersés constituent moins de 5 % des affleurements de cette région. Si leur existence est indéniable, leur mode de gisement est cependant discuté (p.2, hypothèses MARCHAND-CARME). C'est à ce problème que nous nous attacherons en particulier, après avoir passé en revue les différents types lithologiques rencontrés.

##### a) LES ROCHES DU FACIÈS GRANULITE.

C'est dans cette région (COURTILLES) qu'elles ont été pour la première fois découvertes à l'affleurement dans le Massif Central français (LASNIER 1968) et que leur appartenance au faciès granulite a été définitivement prouvée (FORESTIER, LASNIER 1969). Depuis, elles ont fait l'objet de différents travaux (FORESTIER et al. 1973, MARCHAND 1974, LASNIER 1977). Ce mode de gisement a été récemment retrouvé dans le Massif Central (DAVOINE 1975) et est connu de longue date en d'autres régions (Norvège : GLASSLEY 1975 ; Groenland : WINDLEY 1969, Inde etc...).

FORESTIER et al. (1973) ont montré la très grande variété de cette série. L'étude des séries granulitiques a soulevé d'irritants problèmes de nomenclature. Leur solution n'étant pas encore définitivement admise, nous rappellerons après LEYRELOUP (1973) les principales définitions adoptées en Haut-Allier.

Nous résumerons ensuite les résultats de MARCHAND (1974) et LASNIER (1977) en ce qui concerne les ensembles dispersés granulitiques du Haut-Allier.

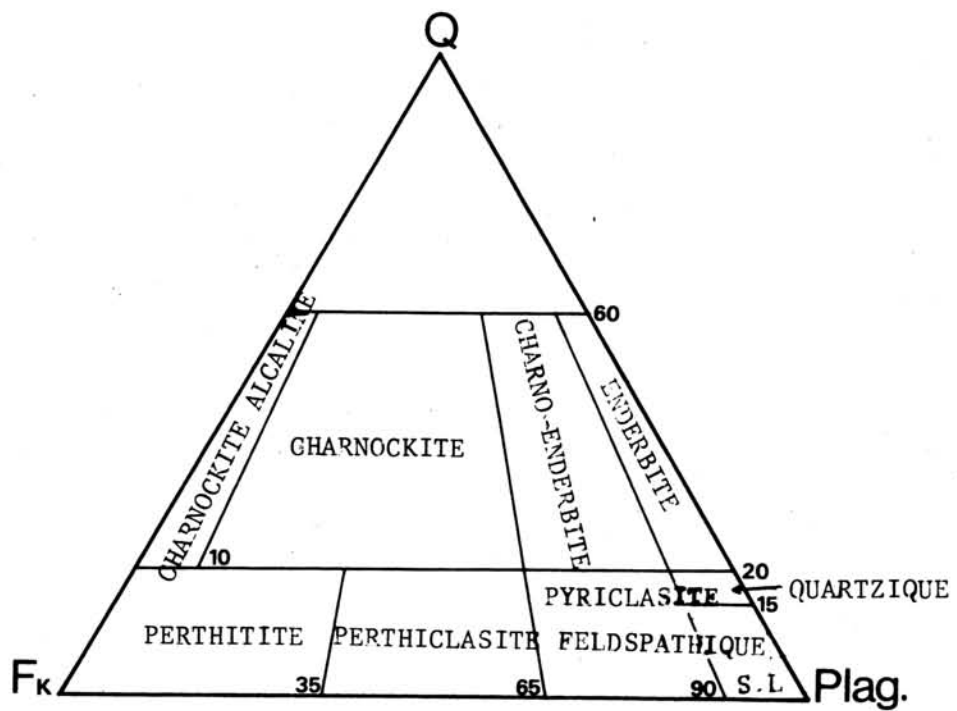
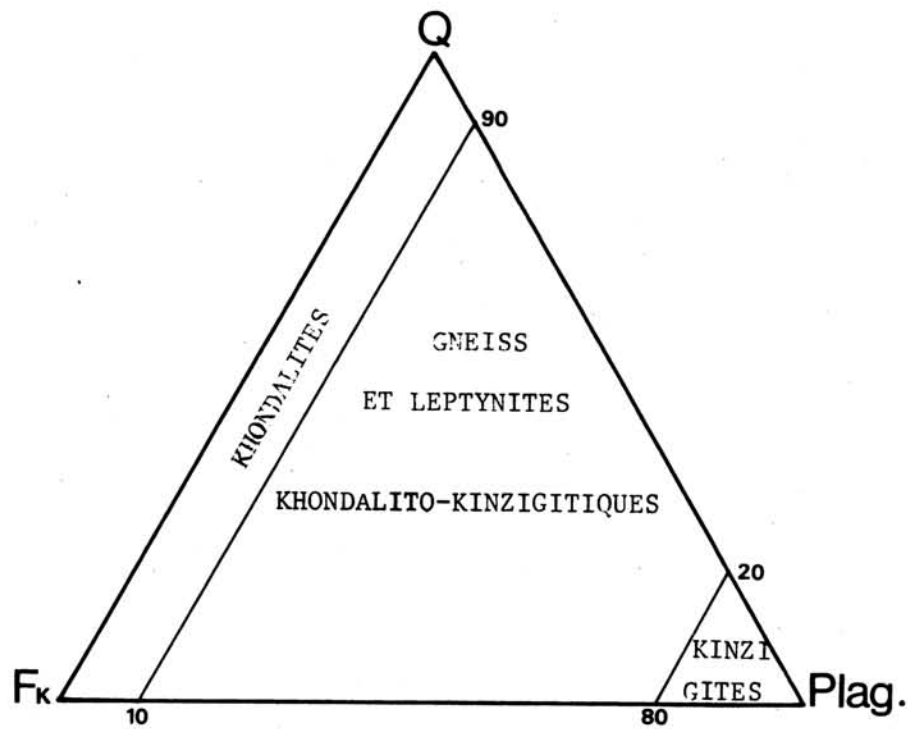


Fig3: Nomenclature des roches granulitiques et charnockitiques d.ap. LEYRELOUP 1973

1- Définition de la "série granulitique" et du "faciès granulite".  
.....

Une série granulitique regroupe toutes les variétés lithologiques catazonales métamorphiques. La composition chimique en Haut-Allier est telle qu'elle ne permet pas en général d'avoir d'orthopyroxène dans les assemblages minéralogiques (LEYRELOUP 1973). Pour FORESTIER et al. 1973, LEYRELOUP 1973, 1974 et MARCHAND 1974 l'origine de cette série semble sédimentaire. Les différents groupes de cette série se distinguent par la proportion des ferromagnésiens (LEYRELOUP 1973) :

- moins de 30 % : leptynites et granulites sensu stricto,
- plus de 30 % (fig. 3) : khondalites, gneiss khondalito-kinzigitiques, kinzigites suivant la proportion relative orthoclase-plagioclase.

Le faciès granulite réunit les roches de métamorphisme régional dans la zone profonde (catazone), et les roches ignées dont la paragenèse est anhydre (MEHNERT 1972). Le minéral caractéristique est l'orthopyroxène qui définit les "granulites" au sens de WINKLER (1974), mais qui ne peut s'exprimer que si le chimisme et des conditions de faciès s'y prêtent. D'où la définition large de granulite pour caractériser un cortège de roches bien défini, remarquablement semblable dans tous les boucliers précambriens (ARMSTRONG 1975) dont il constitue une grande partie (OLIVER 1969, HEIER 1973).

On trouve, représentée dans les enclaves granulitiques remontées par les volcans, une série charnockitique jamais retrouvée à l'affleurement en Haut-Allier (LEYRELOUP 1973, 1974, LEYRELOUP et al. 1977). Pour LEYRELOUP (1973), qui modifie la classification de WINKLER et al. (1973), l'orthopyroxène est toujours représenté dans la série charnockitique. Les différents types de charnockite s'individualisent en fonction du chimisme (fig. 3).

2- Les roches granulitiques acides.  
.....

i) Lithologie :

Elles ont été étudiées par MARCHAND (1974). En fonction des silicates d'alumine, il a distingué :

- les granulites à disthène. Ce sont des gneiss khondalito-kinzigitiques qui peuvent être rubanés (Seniquette) ou pas (Sarniat). Ils affleurent "largement".

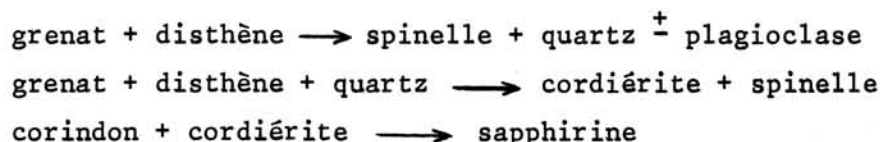
- les granulites sans silicates d'alumine et roches granulitiques hybrides qui sont pour une large part les "leptynites" du groupe leptyno-amphibolique auquel elles sont de toute évidence associées.

La microstructure de ces roches est variable suivant les affleurements. Elle peut être granuloblastique, équi-granulaire ou inéqui-granulaire aux joints lobés, voire amiboïdes. A Cerzat du Dragon et au-dessus de Ribeyre des granulites sans silicates d'alumine ont conservé une forte orientation jusqu'à présenter une L. tectonique. Enfin on trouve également des roches à "platten-quarz" dont la microstructure est anastomosée (voir annexe II).

Les paragenèses de ces roches sont d'une part :

- des paragenèses du faciès granulite à haute pression, les plus anciennes.
- des paragenèses de faciès granulite de pression intermédiaire et basse pression d'autre part.

Ces paragenèses sont successives mais c'est la déstabilisation progressive des roches du faciès granulite de haute pression qui est à l'origine des roches de pression intermédiaire et basse pression dans le faciès granulite (MARCHAND 1974). Dans le faciès granulite les réactions les mieux représentées sont :



*ii) Contacts granulites acides -gneiss encaissants.*

Plusieurs affleurements montrent l'évolution progressive d'une paragenèse de faciès granulite haute pression vers une paragenèse de faciès amphibolite. Cette observation sur le terrain est confirmée par un échantillonnage fait régulièrement du coeur de la relique vers l'encaissant. L'observation de ces roches en lame mince régulièrement espacées montre la déstabilisation des minéraux primaires du faciès granulite en minéraux de la base du faciès amphibolite. Dans tous les cas observés, ce contact n'est pas tectonique.

La déstabilisation des différents minéraux se fait généralement sans apparition d'auréoles réactionnelles. C'est ainsi que l'on observe les transformations suivantes :

disthène	→	disthène-sillimanite	→	sillimanite	
oligoclase antiperthitique	→	oligoclase			} associés à de la myrmékite
orthose mésoperthitique	→	orthose	→	microcline	
grenat automorphe	→	grenat fracturé	→	biotite ; chlorite	
rutile	→	sphène			
rutile	→	ilménite			

Ce qu'il faut noter c'est la disparition totale du grenat au profit de la biotite-chlorite et la transformation du disthène en sillimanite fibrolite. Ces deux minéraux de plus en plus abondants se distribuent suivant une foliation qui se marque de mieux en mieux au fur et à mesure de leur formation, ce qui donne l'impression d'une évolution de la microstructure accompagnant la rétro-morphose.

Effectivement il y a bien une évolution :

Microstructure granuloblastique → microstructure  
grano lépidoblastique à lépidoblastique.

Mais cette évolution est moins due à un processus tectonique qu'à un processus de cristallisation dû au réajustement de la paragenèse granulitique dans des conditions thermodynamiques du faciès amphibolite. Nous noterons également que ces gneiss granulitiques ne se transforment pas en gneiss à biotite et sillimanite mais en "anatexites schisteuses". La seule structure coronitique observable dans ces roches est une auréole de micas blancs autour du disthène en contact avec du quartz.

Quand elles sont observables, les zones rétro-morphiques ne montrent aucune évidence macroscopique ou microscopique de fracturation, de laminage ou de bréchification. Quand ces phénomènes existent, ils recoupent et déplacent la foliation des gneiss de rétro-morphose ; ils sont donc postérieurs à cette rétro-morphose, et liés à des mouvements cassants tardifs (Tridoulon). Dans ces zones une seule foliation est observable.

### 3- Les "granulites basiques et ultra-basiques" (FORESTIER et al. 1973).

#### i) Lithologie :

Ces roches affleurent généralement dans le groupe leptyno-amphibolique, dans la matrice de gneiss fins qui présente elle-même d'anciens caractères



granulitiques. Elles apparaissent également au sein de la série anatectique (Agnat, Vieille - Brioude). Sous ce terme de granulites basiques et ultrabasiques sont rangées des éclogites, des péridotites, mais aussi des gabbros, des pyrigarnites et pyriclasites associées, des amphibolites à sapphirine et corindon. Comme les roches acides, elles ont enregistré différents climats thermodynamiques.

- les roches du faciès granulite à haute pression.

- les roches de faciès granulite à pression intermédiaire et basse-pression.

Ces réactions continuent dans un climat de basse pression avec développement de la hornblende brune.

- les pyrigarnites et pyriclasites à grenat dans lesquelles le métamorphisme granulitique à basse pression donne des auréoles réactionnelles d'hypersthène et plagioclase entre grenat, quartz + clinopyroxène et permet le développement de magnésio-hornblende brune.

- les gabbros, caractérisés par le développement de réactions coronitiques de deux types (FORESTIER et al. 1973, LASNIER 1977) :

- gabbros à ilménite avec déstabilisation de clinopyroxène au contact du plagioclase et formation d'une auréole d'almandin.

- gabbros à olivine qui ont parfois conservé leur structure magmatique ; ils ont alors une microstructure "blastophytique" (JOPLIN 1968). Autour des olivines, au contact du plagioclase, se développe une auréole réactionnelle complexe à orthopyroxène, clinopyroxène, spinelle et pyrope, puis à pargasite et pyrope (LASNIER 1977).

- les amphibolites à sapphirine et corindon sont différenciées des gabbros coronitiques adjacents par des associations plus chromifères que titanifères. Ces roches à pargasite, gédrite, ont été signalées dès 1969 (FORESTIER et al.). Le développement du corindon y est postérieur à celui de la sapphirine (LASNIER 1977).

L'un des caractères de ces roches basiques et ultra-basiques est leur richesse en couronnes réactionnelles. Les couronnes de grenat autour des minéraux



mafiqes sont interprétées comme l'indice d'une recristallisation partielle lors d'un deuxième métamorphisme des roches du faciès granulite à haute pression (WAGNER et al. 1975). Les couronnes réactionnelles elles-mêmes sont l'évidence de réactions (de volume inférieur et de plus basse entropie) qui ont eu lieu entre associations minérales successives en réponse aux changements des conditions de l'environnement de la roche pendant son histoire (GRIFFIN et al. 1973). En général ces couronnes sont considérées comme étant l'effet d'un métamorphisme rétrograde et ne sont pas nécessairement d'origine magmatique comme GRIFFIN et al. (1973) le suggèrent. Pour ces auteurs ces réactions ont pu se développer pendant le refroidissement de ces roches à partir d'une température "ignée" sous pressions modérée. En fait la pente d'inversion : olivine + plagioclase  $\longrightarrow$  orthopyroxène + clinopyroxène + spinelle, serait différente et indépendante de la température (GARDNER et al. 1974).

La suite granulite haute pression - pression intermédiaire - basse pression n'est pas toujours totale. En effet certaines de ces roches ont recristallisé initialement lors d'un épisode granulitique de basse pression ; ce sont des gabbros à ilménite et des gabbros à olivine à structure parfois blastophytique. Ces roches sont mises en place après les premiers épisodes de métamorphisme. Une telle génération de filons basiques est d'ailleurs connue dans des boucliers précambriens (BEACH 1973).

*ii) Contacts granulitiques basiques-amphibolites.*

Dans le cas des roches basiques les auréoles réactionnelles sont beaucoup plus abondantes. C'est ainsi que l'on rencontre facilement les réactions suivantes :

Kélyphitoïdes à hornblende verte  $\longrightarrow$  zoïsite  
Spinelle  $\longrightarrow$  sapphirine  $\longrightarrow$  corindon  $\longrightarrow$  zoïsite  $\longrightarrow$  diaspore  
Kélyphitisation et ouralitisation progressive  
Développement de la hornblende verte.

La rétro-morphose dans le faciès amphibolite d'abord à grenat, puis banal, s'accompagne de l'acquisition d'une orientation conforme à celle de l'encaissant. Cette nouvelle orientation peut être uniquement statique (les clivages de l'amphibole tendent à prendre une orientation moyenne plus ou moins parallèle à une foliation ainsi suggérée). Mais le contact en lui-même reste

en tout point semblable à celui décrit pour les roches acides, à savoir :

- acquisition d'une nouvelle foliation plus fine unique,
- aucune trace de tectonisation sinon de fractures tardives,
- présence de minéraux résiduels sinon de reliques centimétriques.

Dans certains de ces contacts on peut observer des couronnes qui se déforment dans la nouvelle foliation. C'est le développement de cette foliation parallèle à celle de l'encaissant et qui recoupe parfois un litage d'origine magmatique que FORESTIER et al. (1973) ont appelé la "flasérisation" de ces gabbros.

#### 4- Roches granulitiques carbonatées. .....

##### i) Lithologie :

Elles ont été décrites pour la première fois par FORESTIER et al. (1973) et affleurent au sommet (?) du groupe leptyno-amphibolique, plus exactement dans la zone de transition de ce groupe à l'ensemble anatectique. Comme les autres roches ces faciès n'apparaissent qu'en blocs de faible volume et très dispersés. Leur existence n'est cependant pas une surprise car, comme le signale FYFE (1973), la calcite peut être très stable dans les conditions du faciès granulite alors que la plupart des ensembles silicatés peuvent prendre un caractère migmatitique. A l'appui de cette remarque je rappelle l'existence de traces probablement fossiles dans des dolomies de Cerzat du Dragon (FORESTIER et al. 1973).

Comme pour les autres roches granulitiques on peut distinguer des paragenèses :

- granulitiques de haute pression où elles sont représentées par :
  - des calcaires et dolomies métamorphisés en marbres ou cipolins en grands cristaux (2 mm). Ce sont des roches à calcite, dolomite, forstérite, spinelle, clinohumite, diopside,
  - des associations à épidote et An 60-80.
- granulites de basse pression :
  - des pyroxénites (skarns) à salite, quartz, anorthite, bytownite et rutile (exceptionnel).

La rareté des affleurements n'a pas permis d'observer le contact de ces lentilles avec les gneiss encaissants. Cependant un contact entre amphibolite et cipolin a été décrit par FORESTIER et al. (1973). Comme GLASSEY (1975) a décrit d'autres contacts semblables, on sait que ces carbonates sont entourés d'une carapace dont le premier terme est une zone massive de clinopyroxène vert.

*ii) Contact des roches calcaïques.*

Elles aussi réagissent avec leur encaissant basique pour donner des pyroxénites à salite, bytownite et rutile, puis pyroxénites à sphène. Les minéraux des pyroxénites qui sont présents dans le groupe leptyno-amphibolique peuvent donc correspondre à d'anciens niveaux carbonatés détruits lors de ce processus. Cette déstabilisation donne des auréoles mégascopiques dans lesquelles on voit le grossulaire se développer entre marbres et pyroxénites et entre bytownite et épidote. Enfin l'apparition de zoïsite, clinozoïsite, chlorites et amphiboles masque peu à peu les anciennes paragenèses.

5- Discussion et remarques sur ces roches du faciès granulite.  
.....

Trois niveaux thermodynamiques ont été décrits dans le faciès granulite : les paragenèses à haute pression, à pression intermédiaire et à basse pression. Cette division est classique depuis le travail de DE WAARD (1965). Nous rappelons qu'ici ces climats métamorphiques sont successifs et ne semblent pas dus à des métamorphismes superposés. On passe d'une paragenèse à l'autre de façon progressive, ce que montre l'existence d'auréoles réactionnelles quand les minéraux susceptibles de réagir sont en contact. Ces structures coronitiques ont été décrites pro parte par LEYRELOUP et al. (1975).

Dès lors il se présente deux solutions :

- Ou il s'agit d'un seul métamorphisme prograde jusque dans un faciès granulite de haute pression ; les roches conservent localement la mémoire de leur passage dans des conditions moins rigoureuses.
- Ou il s'agit d'un métamorphisme rétrograde des roches initialement portées dans des conditions du faciès granulite de haute pression.

Cette deuxième solution est la plus probable. La première raison est que, d'après les données expérimentales (GREEN et al. 1967) ces auréoles réactionnelles apparaissent dans des conditions de pression et de température décroissantes. La deuxième raison est que cette rétro-morphose ne s'arrête pas dans les conditions du faciès granulite mais qu'elle se poursuit dans le faciès amphibolite. La rétro-morphose dans le Haut-Allier est une interprétation justifiée. La dispersion des gisements où elle est observable sur le terrain prouve que cette rétro-morphose n'apparaît pas uniquement dans des failles ductiles (BOYLE 1961, BEACH 1974), mais est ici régionale.

Nous avons vu que CARME (1975) proposait pour les roches granulitiques acides et les éclogites à disthène et corindon l'explication de lambeaux issus d'une croûte inférieure et insérés tectoniquement, et pour les roches granulitiques basiques et ultra-basiques celle d'olistolithes dispersés issus d'une ride adjacente. Les observations de terrain permettant de rejeter cette hypothèse. En effet :

- Granulites acides et basiques ont le même type de gisement. Il s'agit bien de petits corps, mais dans les deux cas le passage à l'encaissant se fait progressivement et parfois sur plusieurs mètres (Azérat). Cette évolution d'une roche à l'autre ne présentant aucun caractère de cisaillement, il faut exclure pour ces roches une mise en place tectonique.
- Si ces roches étaient des olistolithes, roches acides comme roches basiques seraient également dispersées dans la série "olistolithique". Ce n'est pas le cas. Les roches basiques (à l'exception de très rares filons boudinés) affleurent dans le groupe leptyno-amphibolique. Les gneiss khondalito-kinzigitiques alumineux n'affleurent qu'au sein de l'ensemble anatectique. Les leptynites et granulites pauvres en silicates d'alumine appartiennent au groupe leptyno-amphibolique. On voit donc que les roches acides ne sont pas elles-mêmes dispersées sans cohérence.

En conclusion ces roches du faciès granulite représentent bien une série lithologique originelle. Ce ne sont pas des éléments xénogènes. Ceci conduit à une autre conclusion : groupe leptyno-amphibolique et anatexites ne peuvent être dissociés.

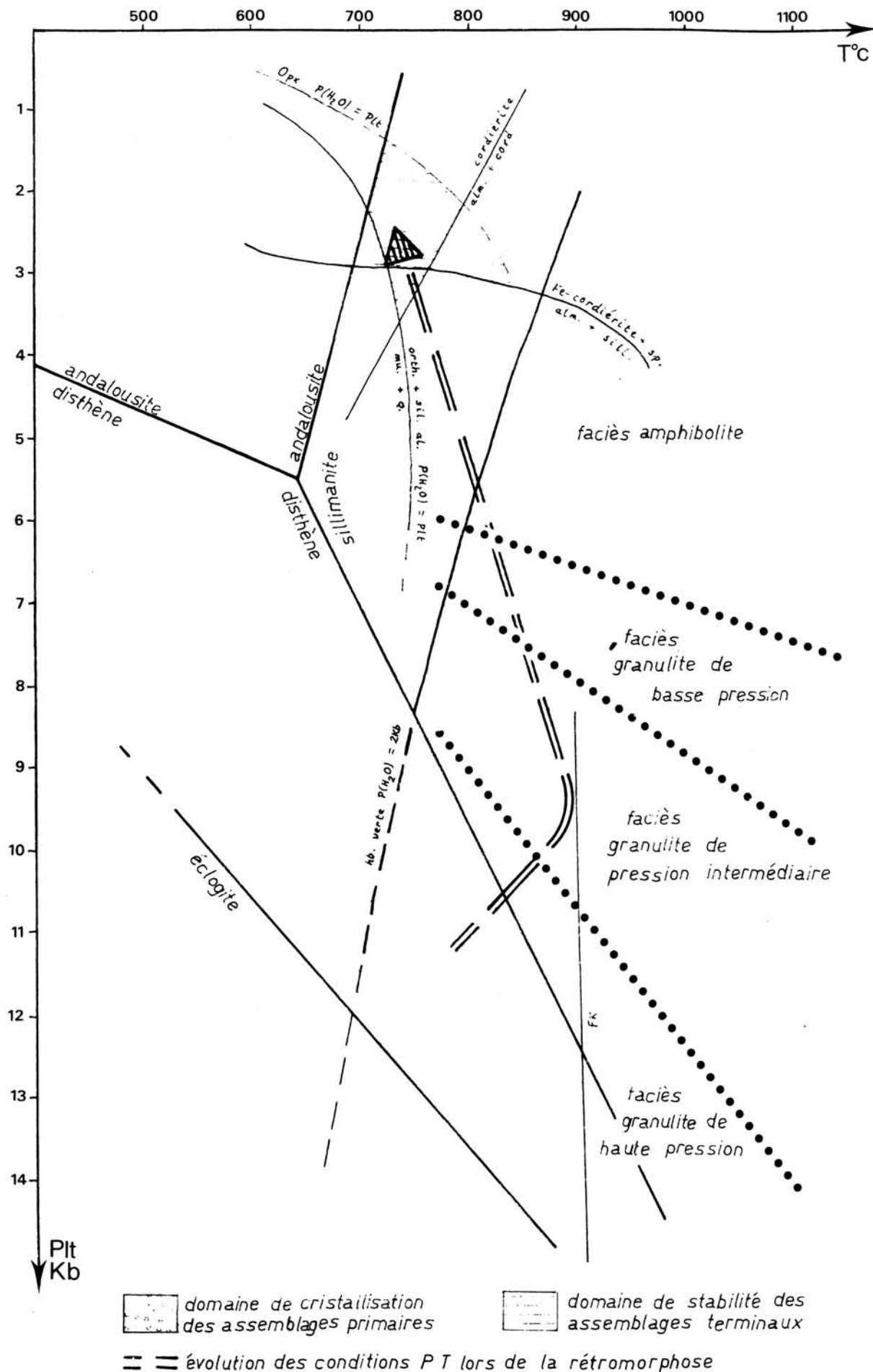


Fig4:Rétromorphose des roches granulitiques d.a.p. FORESTIER et al 1973

En effet ils ont subi exactement la même histoire géologique depuis l'épisode granulitique de haute pression. Ces deux termes appartiennent à la même série. Leur rétro-morphose (Fig. 4) semble s'accompagner d'une réorganisation totale de la roche, aussi bien du point de vue pétrologique que structural. Les réactions de rétro-morphose ne préservent que rarement la microstructure originelle et impliquent d'ensemble de la roche, au niveau de tous les minéraux; on ne retrouve dans la roche aucune trace des premières phases tectoniques et celle-ci réagit rhéologiquement suivant le régime du nouveau faciès métamorphique qu'elle acquiert (HOLLAND et al. 1969).

b) LES PERIDOTITES.

Les péridotites ont été recensées et étudiées en détail par F.H. FORESTIER (1962, 1964). Elles font toutes partie du groupe des "péridotites intracratoniques" de cet auteur, c'est-à-dire qu'elles sont incluses dans des terrains crystallophylliens, phénomène classique dans les socles cristallins anciens : Ecosse (READ 1934), Mauritanie (BARRERE 1967), Bouclier Scandinave (BATTEY 1960), Groenland (Mac GREGOR 1973) etc... Comme le fait remarquer FORESTIER (1964) elles sont dans cette région associées au groupe leptyno-amphibolique.

Les lentilles affleurent de trois façons différentes :

- Les péridotites en essaim (Allevier) où l'on a une dispersion de plusieurs lentilles centimétriques très pseudomorphosées en carbonates. Ce type d'affleurement suggère un niveau ou un filon boudiné.
- Les massifs isolés en forme de filons ou de dykes allongés (Salzuit 300 m sur 20m, Favayrolles 50 m sur 5 m).
- Les massifs isolés, plus ou moins circulaires (Cissac).

Dans tous les cas on peut observer une schistosité, qu'elle soit bien soulignée comme à Cusses, ou peu marquée (Les Flottes).

Nous utilisons les noms de massif proposés par FORESTIER (1964)

Du point de vue minéralogique ce sont des roches à :

- olivine (Chantel) partiellement ou totalement serpentinisée (Bonfond).

- antigorite en réseau maillé.
- pyroxène orthorombique (bronzite) parfois pseudomorphosé en antigorite (St Prejet d'Armandon).
- amphibole monoclinique (pargasite).
- chlorite.
- spinelle brun (picotite).
- chrysotile.

La présence de talc (Madriat), de carbonates (Allevier) et les différents stades de serpentinisation peuvent y être observés. Ce sont autant de particularités de chaque affleurement que FORESTIER (1964) a minutieusement décrites.

On sait que l'assemblage olivine-orthopyroxène-trémolite-chlorite est typique des roches ultrabasiqes recristallisées dans le faciès amphibolite (Mac GREGOR 1973). Cependant plusieurs péridotites à grenat ont été retrouvées, identiques à celle décrite par LASNIER (1968) à Courtilles. Ces péridolites seraient situées dans un sous-faciès granulite à pyroxène.

FORESTIER (1961-1963) voyait dans ces péridotites, atteintes à des degrés divers par la serpentinisation, les témoins d'une activité magmatique ultrabasique lors d'une sédimentation géo-synclinale. La présence d'auréoles de double échanges à amphiboles et phyllites entre ces massifs et les terrains encaissants, ainsi que l'existence de roches chimiquement déséquilibrées comme les plumasites à Salzuit (pegmatites à corindon, FORESTIER 1952) est un argument pour penser que leur mise en place est antérieure au "premier métamorphisme" ; la découverte de péridotites à grenat (à Courtilles et à Feneyrolles) qui ont gardé la trace de leur passage dans le faciès granulite rend ce fait indiscutable. Nous pensons qu'il s'agirait plutôt d'anciens filons et dykes qui jalonnent peut être des zones anciennes de faiblesse et mis en place lors d'une tectonique en distension qui a précédé les principaux événements tectono-métamorphiques. Leur association avec les amphibolites peut être fortuite ; on connaît des péridotites dans les anatexites. Elle ne peut être prise en considération pour justifier une origine ophiolitique ou volcano sédimentaire. Le mode d'affleurement ne plaide pas en faveur d'une telle origine ; au cours du lever cartographique, nous avons pu distinguer deux groupes :



- les péridotites qui sont dans le groupe leptyno-amphibolique et dans les anatexites. Elles conservent des traces de paragenèses granulitiques.
- les péridotites qui jalonnent la base du terme intermédiaire et dont nous verrons la signification possible dans la partie structurale.

Il semble donc que l'on ait deux générations différentes de péridotites.

c) LES ECLOGITES.

Nous ne parlerons ici, brièvement, que des éclogites véritables ; pyrigarnites et pyriclasites associées ont été traitées avec les roches du faciès granulite. Toutes les éclogites trouvées affleurent au sein du groupe leptyno-amphibolique en bancs ou en filons boudinés. Elles font donc partie du groupe B dans la classification de COLEMAN et al. (1965), ce mode de gisement étant classique dans les socles anciens (ESKOLA 1921, ALDERMAN 1936, SUBRAMANIAN 1956, SMULIKOWSKI 1960) : du point de vue minéralogique ce sont des roches à

- omphacite
- almandin-pyrope
- épidote
- quartz
- disthène (parfois) (L'Hermet)
- rutile qui peut indiquer qu'elles ont cristallisé à très haute pression mais aussi à très haute température (COLEMAN et al. 1963).

Ces roches tendent très souvent à se rétrotransformer, ce qui est net quand les grenats se kelyphitisent et que les pyroxènes se transforment en amphibole (hornblende) tandis qu'apparaît du plagioclase (albite) dans la roche (Madriat).

Les transformations sont les suivantes :

Omphacite ———> clinopyroxène diopsidique + plagioclase  
Disthène ———> corindon + spinelle + plagioclase

Autres minéraux de rétrotransformation : zoïsite, chlorite, biotite, ilménite et calcite parfois rencontrée.

Depuis les travaux de YODER et TILLEY (1962) et de O'HARA et YODER (1963) il est admis que ces éclogites représentent un matériel basaltique recristallisé à haute température et haute pression. Mais si SUBRAMANIAM (1956) a décrit des éclogites dans le groupe charnockitique de Madras, SMULIKOWSKI (1960) montre qu'en Pologne il existe des bancs d'éclogites contemporaines de gneiss du faciès amphibolite. A quel faciès appartiennent ces éclogites ? Si on fait la même démarche que BRYHNI et al. (1970) en superposant la courbe de transformation d'un gabbro en éclogite (GREEN et al. 1967) avec les champs de stabilité des silicates d'alumine (RICHARDSON et al. 1969) on conclut comme eux que ces éclogites se sont formées dans le domaine du disthène. Dans le Haut Allier elles sont associées à des roches du faciès granulite haute pression. Ce serait donc des roches basiques métamorphosées dans ce faciès anhydre. Il s'agit peut être d'anciens filons de même génération que ceux qui ont été transformés en péridotite. Leur existence est due à des conditions locales (COLEMAN et al. 1965) ce qui ne nécessite pas la référence à un métamorphisme dans le "faciès éclogite". La rétro-morphose dans le faciès amphibolite dont ces roches sont le siège s'observe communément dans les éclogites et a été décrite un peu partout (HERNES 1954, TURNER et al. 1960) et récemment dans le Massif Central (SANTALLIER 1975, LASNIER 1977).

## B.- ETUDE STRUCTURALE DU HAUT-ALLIER

La rive droite de l'Allier, où se situe le terrain étudié, n'avait pas encore été détaillée au point de vue structural. Par contre quelques travaux ont été faits plus à l'ouest de part et d'autre de la vallée de l'Allagnon par CHAILLOU 1967, SABATE 1968, CARME 1974-1975. Malheureusement aucun de ces auteurs n'y a décrit de roches du faciès granulite ; mais tous sont d'accord avec les observations de DEMAY (1942, 1948) quant à l'existence d'une importante tectonique tangentielle. Etant donné ce style tectonique et l'inversion lithologique déjà signalée, la principale question structurale posée restait en fin de compte celle de la présence ou non de nappes (CARME 1974 a). Le problème est d'importance puisqu'il est général dans le Massif Central où les nombreuses séries inverses connues (Plateau d'Aigurande, Vallée de la Sioule, Monts du Lyonnais etc...) sont discutées (GROLIER 1971 a). Nous l'aborderons après avoir passé en revue les différentes phases tectoniques rencontrées en Haut-Allier.

### I.- PHASES n.

#### a) DESCRIPTION.

Ces phases de déformation correspondent à la "protoanatexie" déjà évoquée par LEYRELOUP (1973) puis par MARCHAND (1974). Il semble en effet que ce soit à un tel phénomène thermodynamique et structural que l'on doive attribuer le rubanement observé dans les roches du faciès granulite acide (Seniquette, Sarniat) et basique (Cerzat du Dragon, Laval sur Doulon, Ribeyre). Ces roches ne dériveraient donc pas directement d'une série sédimentaire ou éruptive, mais de gneiss et migmatites. Cette conclusion rejoint d'ailleurs celle d'autres auteurs qui ont étudié des séries granulitiques comparables (KORNPROBST 1971, O.I.G.L. et Mac GREGOR 1971, Mac GREGOR 1973, BRIDGEWATER et al. 1973).

Dans les roches du faciès granulite du Haut Allier, il existe deux types de plis, tous les deux affectés par une recristallisation qui leur semble postérieure.

- Le premier type de pli est voilé. Les plis semblent isoclinaux, ne reprennent pas le rubanement, sont sans racine (photo 1).

- Le deuxième type de plis isoclinaux affecte au contraire le rubanement et a des flancs bien développés. La charnière est plus aigüe.

Etant donné la recristallisation qui masque ces structures (photo 1), il est difficile de pouvoir en faire sûrement deux phases séparées. Cependant, on peut se demander si les plis du premier type ne sont pas des figures reliques de l'anatexie primitive, ce qui en serait d'ailleurs une confirmation. En effet, ils sont soulignés par des biotites accessoires dont on explique mal la concentration lors du métamorphisme dans le faciès granulite. Il s'agirait plutôt d'une structure à "schlierens" (MEHNERT 1962) rélictuelle. Une telle hypothèse permet également d'expliquer les limites parfois diffuses du rubanement et son caractère très irrégulier. Ce type de pli ne semble pas associé à une linéation.

Le deuxième type de plis aux flancs inverse et normal bien développés, présente des traces de cisaillement nettes. Une linéation minérale leur est parfois liée ; il s'agit alors de disthènes parallèles à l'axe B. La foliation générale de la roche est parallèle au plan axial de ces plis. Malheureusement, ces éléments individuels des premières structures sont souvent détruits ou réorientés pour devenir parallèles et indistinguables des structures postérieures. Les rares observations de ces plis ne peuvent donner aucune indication quant à leur direction initiale.

La linéation B soulignée par le disthène n'est peut-être qu'une deuxième linéation. Nous avons trouvé à Sarniat un pli associé à une linéation A. L'étude pétro-structurale montre que le disthène a cristallisé en même temps que les autres minéraux de la paragenèse granulitique. Si le disthène est syndéformation et synmétamorphique, on peut dès lors se demander si la recristallisation observée, qui semble postérieure au plissement puisqu'elle l'oblitére, n'a pas eu lieu pendant la déformation. C'est un problème que nous résoudrons plus loin. Ce qui est certain, c'est que le grand développement des flancs de ces plis (jusqu'à au moins 1,5 m observé) et la présence d'yeux quartzo-feldspathiques dans la foliation sont l'indice de la très grande ductilité de la roche à un moment de son histoire.

Les premières phases rencontrées sur ce terrain correspondraient donc à une anatexie conservée à l'état relictuel aussi bien dans les granulites acides que dans les granulites basiques où elle a déterminé une première injection lit par lit de niveaux quartzo-feldspathiques. C'est dans cette (ces) phase(s) qu'il faut trouver l'origine de la staurotide et des taches de biotite rélictuelles trouvées dans les roches du faciès granulite.

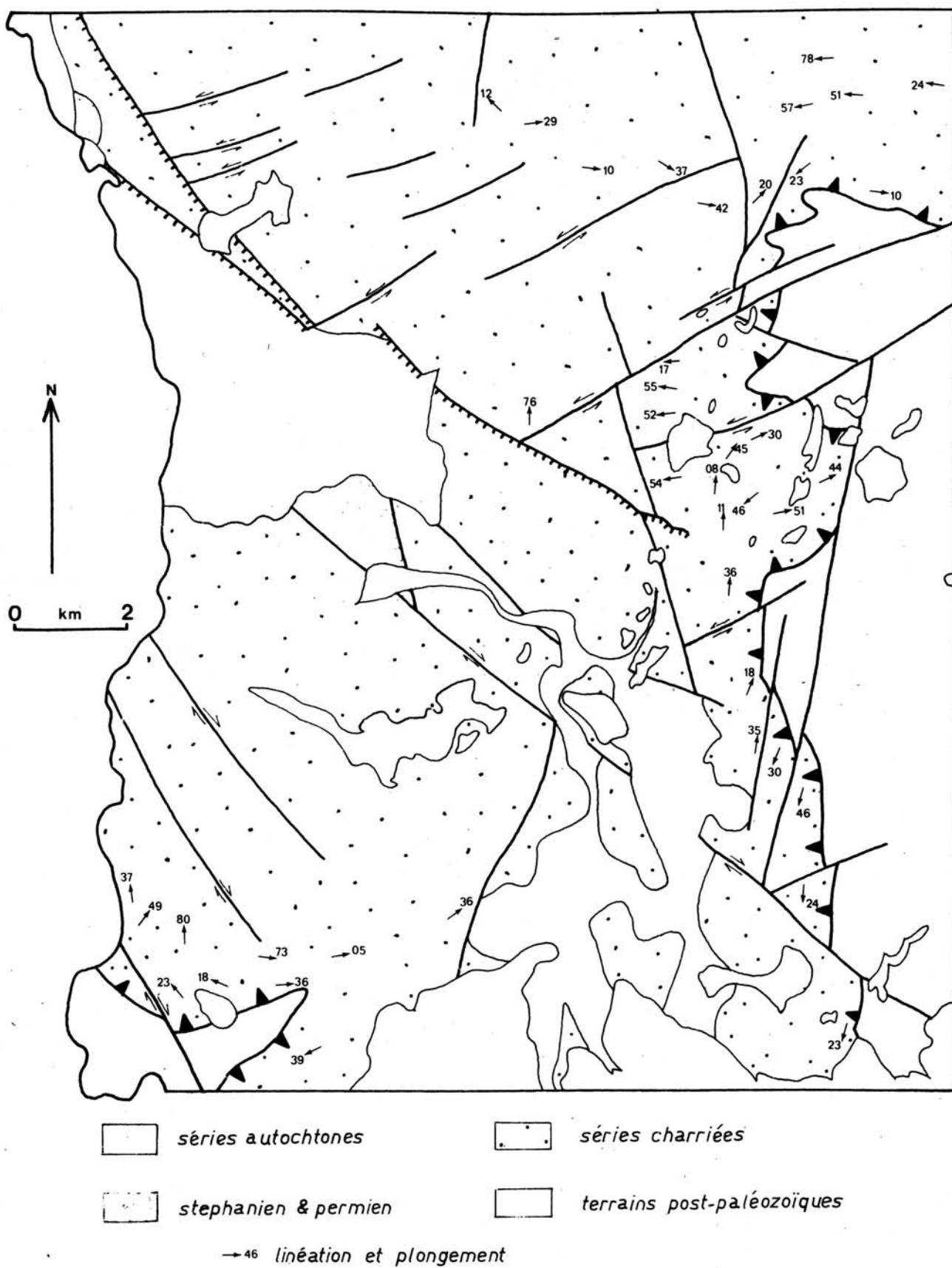
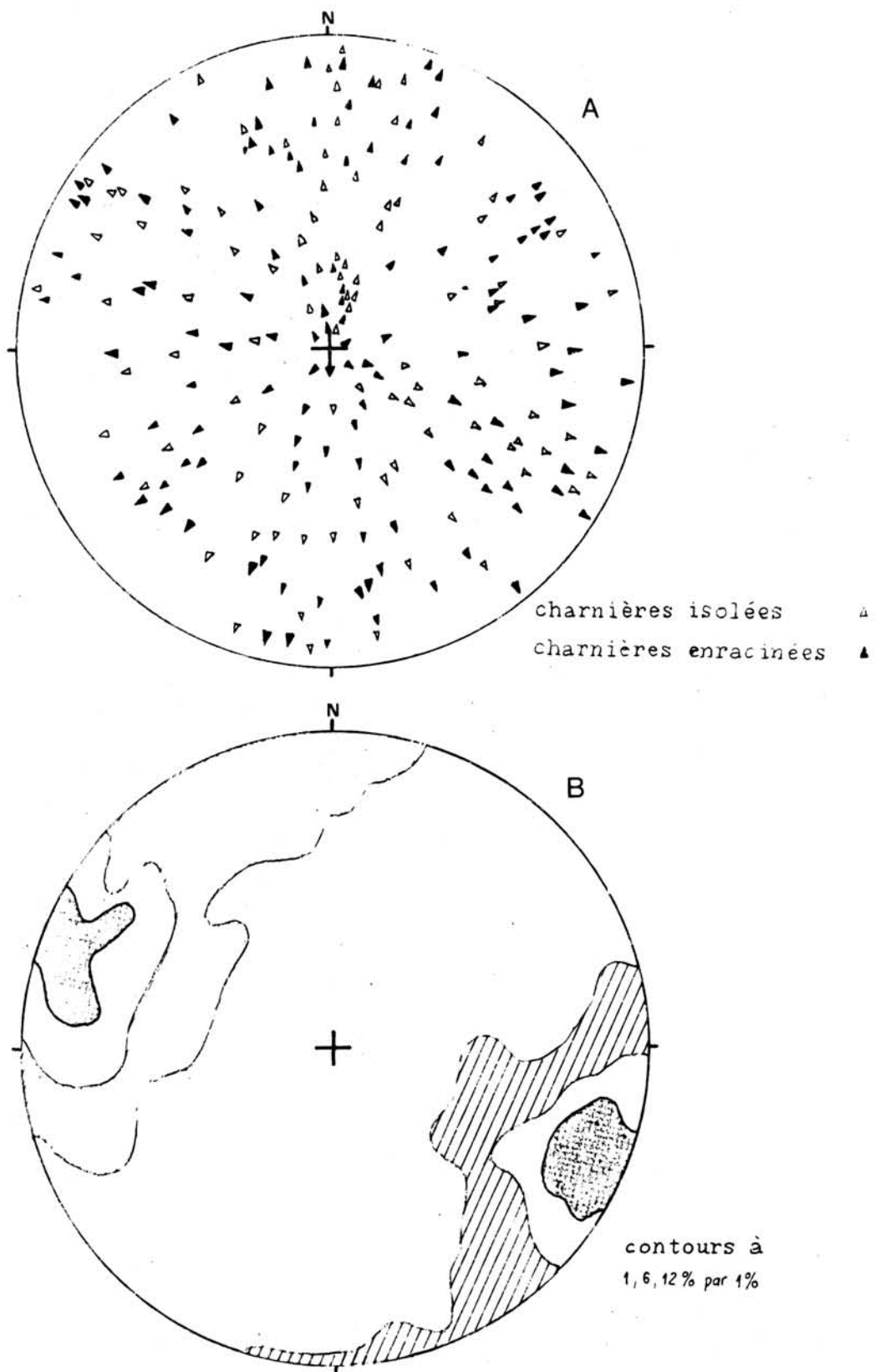


Fig 5: schéma structural



A: Rive droite de l'Allier 127 ▲ 80 △

B: 234 plis redressés avec la foliation carte Brioude 1/50 000

Fig 6 direction de la phase 2

b) DISCUSSION.

On sait que l'absence de courants turbulents et de forts contrastes de densités minimisent le développement de structures verticales. Les mouvements dans le manteau supérieur sont pour cette raison considérés comme essentiellement horizontaux et doivent être transmis aux roches de la croûte inférieure. Comme ces mouvements sont prolongés, HOLLAND et al. (1969) ont suggéré que les structures dues à un tel régime devraient être d'un style structural simple, ces mouvements horizontaux considérables étant indiqués par des plis isoclinaux aigus dont les plans axiaux sont parallèles à la foliation générale de la roche (et à son rubanement) ; la linéation devrait être généralement absente. On remarquera l'analogie de leur proposition avec les faits décrits ici. HEIER (1973) a montré que la géochimie des roches du faciès granulite était anormale, ce qui suggère que ces roches ne sont pas nécessairement le résultat d'une orogénie profonde mais pourraient avoir directement dérivé du manteau supérieur. La présence de fossiles algaïres dans le Haut-Allier laisse cependant croire qu'il y a bien enfouissement. Mais l'origine des plis reste posée. Ces structures ont pu prendre naissance lors de phénomènes de déformations pas obligatoirement liés à une orogénie au sens où on l'entend classiquement, avec édification d'une chaîne. La signification du rubanement, de la linéation et des plis des roches granulitiques du Haut-Allier reste donc une question.

II.- PREMIERE PHASE.

Cette première phase  $P_1$  a bien été observée par CARME (1974 b). Elle a été souvent confondue avec la stratification de ces séries (CHAILLOU 1967, SABATE 1968) parce qu'elle est liée à la genèse de la foliation générale dans toute la région. Le fait que ce soit une foliation qui est replissée par toutes les phases suivantes permet d'individualiser la phase 1. Aucun pli couché, ni un sens de déversement ne peuvent lui être associés pour le moment. Cette phase reste donc de direction inconnue.

Je rappelle qu'il existe dans les anatexites de très nombreuses charnières quartzo-feldspathiques isolées, isoclinales. Elles sont peut-être à rattacher à cette phase.



### III.- DEUXIEME PHASE.

#### a) DESCRIPTION.

C'est encore une phase tangentielle, représentée par des plis isoclinaux, aux charnières parfois isolées et par des plis d'entraînement ("drag-folds") abondants surtout dans les gneiss fins. Cette phase, caractérisée par le fait qu'elle replisse la foliation générale antérieure, s'observe dans l'ensemble de la série et est typiquement liée au métamorphisme dans le faciès amphibolite. En effet les plis sont localement accompagnés d'une foliation secondaire parallèle à leur plan axial et d'une linéation de sillimanite et de biotite parallèle à leur axe B (fig. 5). Malheureusement encore, la linéation n'est sur le terrain qu'épisodiquement présente ; car si les anatexites sont affectées par cette phase, elles l'enveloppent également. L'anatexie est donc synchrone et postérieure à cette phase 2. Cette postériorité fait que la linéation a été souvent effacée. Cependant une prospection systématique a permis de réunir suffisamment d'éléments pour pouvoir affirmer qu'à l'origine les axes B horizontaux des plis isoclinaux 2 avaient une orientation N. 100 à N. 120 (fig. 6).

Deux types de charnières isoclinales peuvent être rencontrés : des charnières isolées et des charnières enracinées. Nous les avons distinguées (fig. 6A) car les premières doivent être sujettes à une dispersion plus facile que les secondes, surtout que l'on sait que l'anatexie s'est prolongée après la phase 2. Nous avons rappelé la fréquence de nodules quartzo-feldspathiques à grain fin dans les anatexites. La paragenèse atypique de ces charnières isolées ne permet pas de dire à quelle phase ils appartiennent. Il est bien évident que toute direction prise sur ces éléments n'aurait aucune signification, aussi n'en avons-nous pas tenu compte dans la figure 6B.

#### b) LES PLIS D'ENTRAINEMENT.

Nous avons souligné la présence de "drag-folds" ; elle est essentielle car elle permet de voir localement une foliation due à cette phase 2 et sécante à celle de la phase précédente. Cela donne une linéation d'intersection vérifiée concordante avec les linéations attribuées ailleurs à la phase 2 (fig. 5).

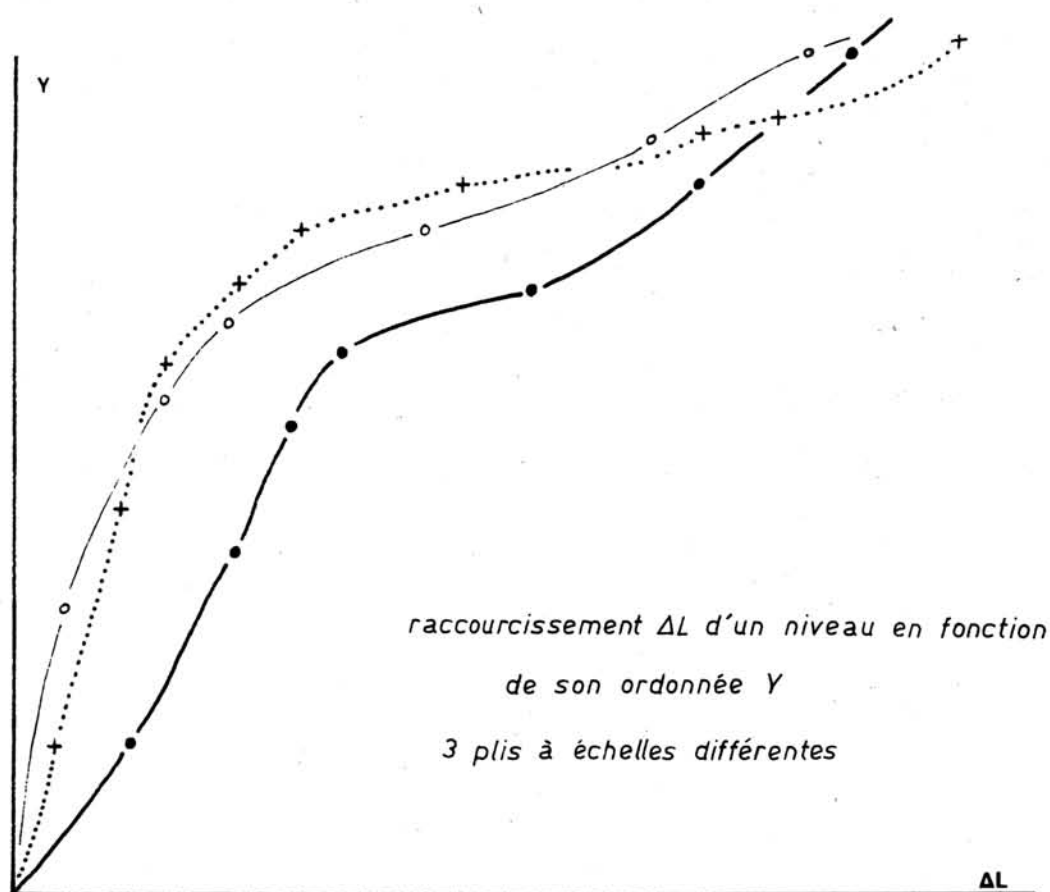
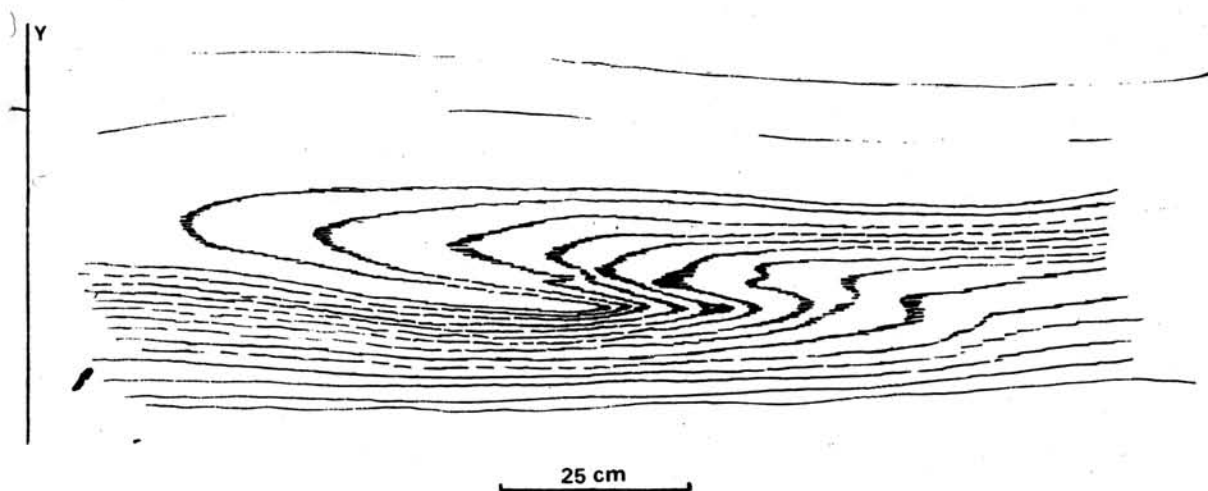


Fig 7: Pli d'entraînement ; définition et déformation dans le pli

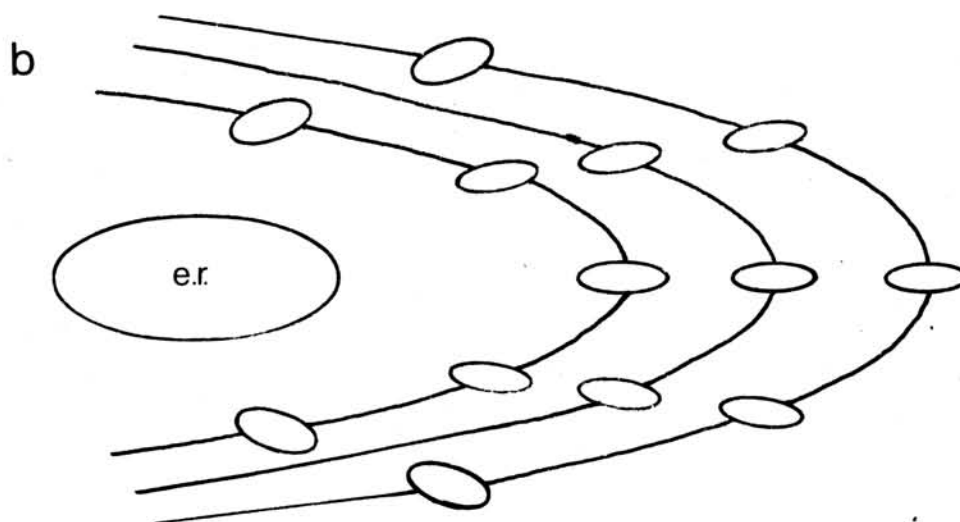
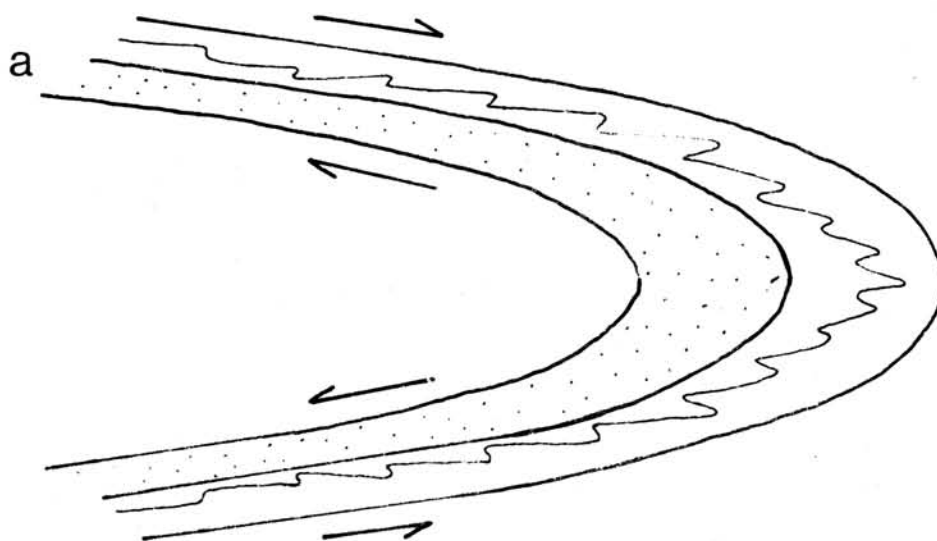


Fig8: Situation probable des plis d'entraînement en Haut-Allier : a

Différence de forme et d'orientation entre ellipse de déformation mesurée  
sur une grande structure et l'ellipse régionale e.r. b

Ces plis permettent de déterminer un sens de déversement apparent, différent suivant les endroits, et démontrent ainsi l'existence de grandes structures tangentiellles. Malheureusement les affleurements ne sont pas assez nombreux pour que nous ayons pu individualiser ces structures. Ce n'est que par une lente accumulation de données complémentaires acquises avec le temps qu'on pourra sans doute les deviner.

Les plis d'entraînement sont des plis qui se développent dans un niveau donné et qui s'amortissent vers les niveaux inférieurs et supérieurs (fig. 7). Une telle structure est interprétée comme due au glissement différentiel des couches supérieures sur les couches inférieures. BOYLE (1961) en a décrit dans des "shear zones" du Canada. Comme nous venons de la décrire, elle semble effectivement associée à un sens de cisaillement, ce qui paraît clair puisqu'il est possible de mesurer le raccourcissement  $\Delta L$  le long des niveaux affectés d'une telle déformation (fig. 7).

Le développement de ces structures a suggéré plusieurs hypothèses résumées par RAMSAY (1967). Etant donné que dans le Haut-Allier il est possible d'observer que les niveaux à la base de ces plis ne sont pas affectés par la moindre déformation flexurale, on ne peut en retenir que deux :

- Formation dans une faille ductile lors d'une phase cisailante postérieure à la foliation.
- Développement, lors de la formation de plis de plus grande dimension qui affectent "de fins niveaux compétents inclinés à faible degré avec les axes principaux de la déformation (DE SITTER 1958)" et eux aussi post-schisteux.

Cette dernière solution paraît la plus probable car il est possible d'observer des sens de déversement apparents différents (flancs normaux et flancs inverses). La figure 8a montre la localisation probable de ces plis "parasites" par rapport à de plus grandes structures. Dans ce cas, comme dans celui où ils sont associés à une faille ductile, leur formation est liée à l'existence d'un couple cisailant. Dans la mesure où notre hypothèse se vérifierait, les plis d'entraînement seraient une preuve de l'existence de grandes structures tangentiellles dues à la phase 2.

A la suite de ces remarques il semblait intéressant de savoir si de tels plis pouvaient permettre de déterminer un ellipsoïde de déformation dont la signification n'aurait qu'une valeur locale (ainsi que sa direction) ;

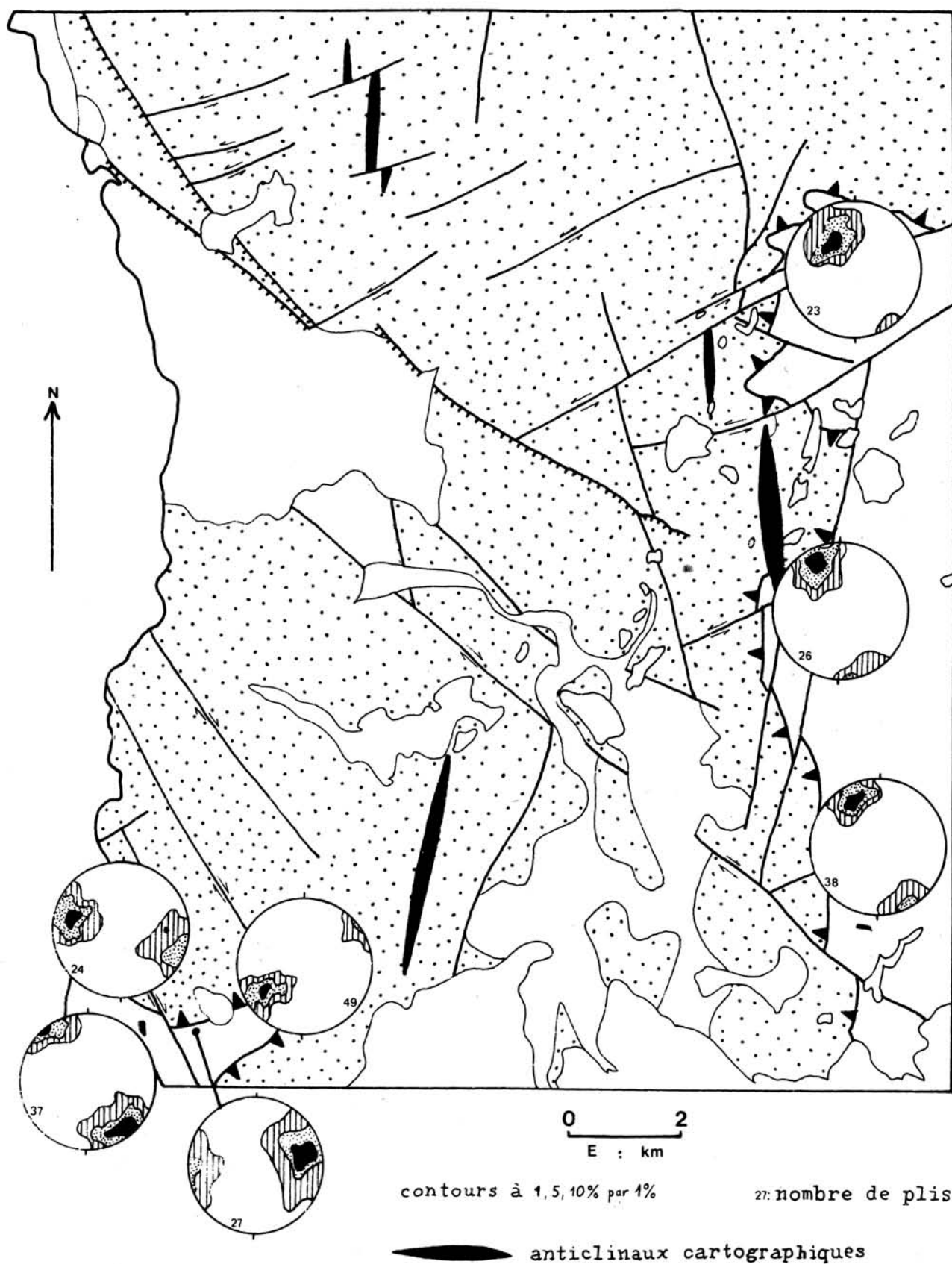


Fig14: Directions de la phase 3

car, si les plis sont situés comme nous le proposons, la déformation en ce point n'a pas les caractères de la déformation régionale (fig. 8b). Mais cette donnée permettrait d'avoir une idée sur la déformation qui se produit dans les flancs de structures importantes (RAMBERG 1963).

Le problème semblait simple puisque ces plis sont associés à un sens de cisaillement. On sait aisément résoudre ce problème à deux dimensions (RAMSAY 1967) connaissant la valeur du cisaillement  $\gamma$  qui correspondrait au raccourcissement  $\Delta L$  subi par une couche d'ordonnée  $Y$ . Mais pour résoudre le problème il faudrait que ce cisaillement soit homogène (c'est à dire linéaire en fonction de  $Y$ ). Les mesures sur trois plis (fig. 7) nous ont montré le contraire. C'est donc un résultat négatif.

#### c) LE BOUDINAGE.

Le boudinage est un phénomène fréquent dans la région. En fait, deux types de "boudinage" sont en présence, radicalement opposés quant à l'origine de leur formation :

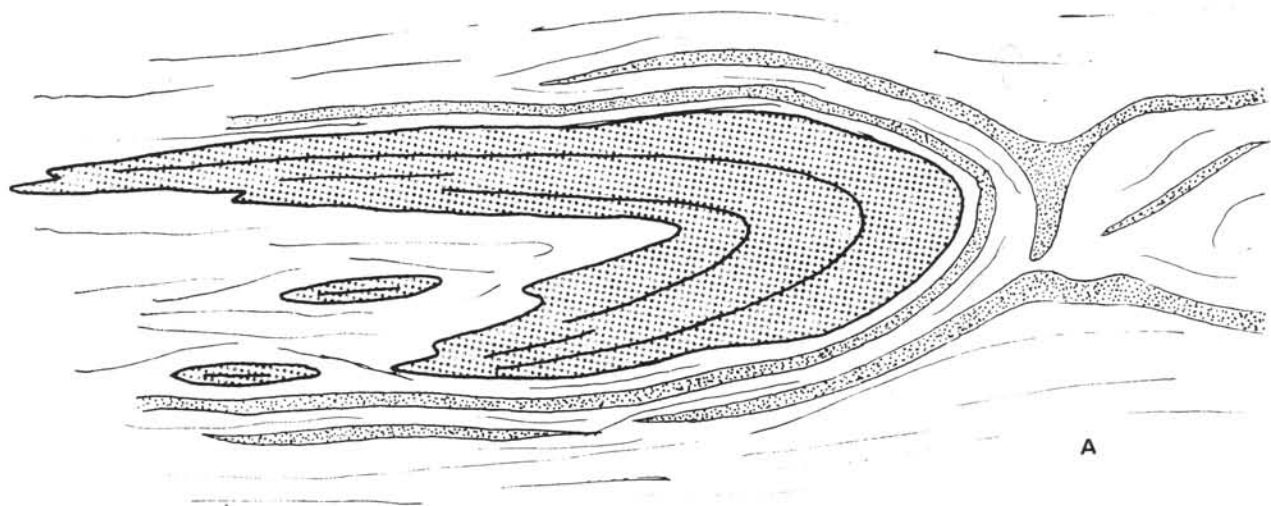
- le "boudinage" d'origine rétro-morphique qui isole des roches d'un faciès métamorphique dans des roches métamorphiques de moindre degré. La description que nous avons faite, et qui rejoint des observations faites ailleurs (VERNON et al. 1971), montre un contact diffus entre le boudin et l'encaissant.

le boudinage d'origine "tectonique" dû à la différence de compétence entre les niveaux boudinés et leur encaissant plus ductile (RAMBERG 1955). C'est le type de boudinage qui domine ici, ce qui est tout à fait logique en raison de l'abondance des niveaux basiques "interstratifiés" compétents dans un ensemble quartzo-feldspathique en partie affecté par une anatexie. C'est ce deuxième type de boudinage que nous allons traiter.

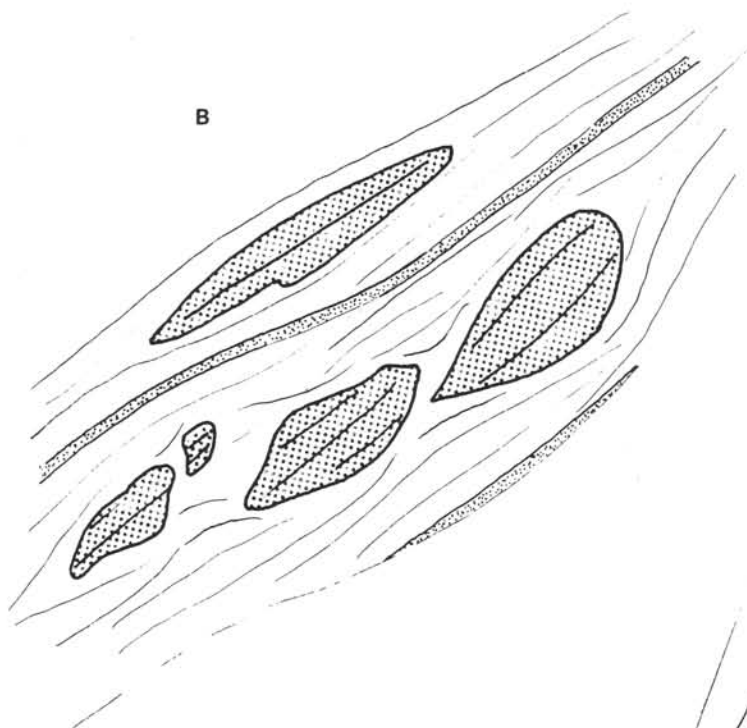
#### i) Les boudins :

On rencontre plusieurs types de boudins, d'échelle variable ; nous pouvons distinguer (fig. 9) :

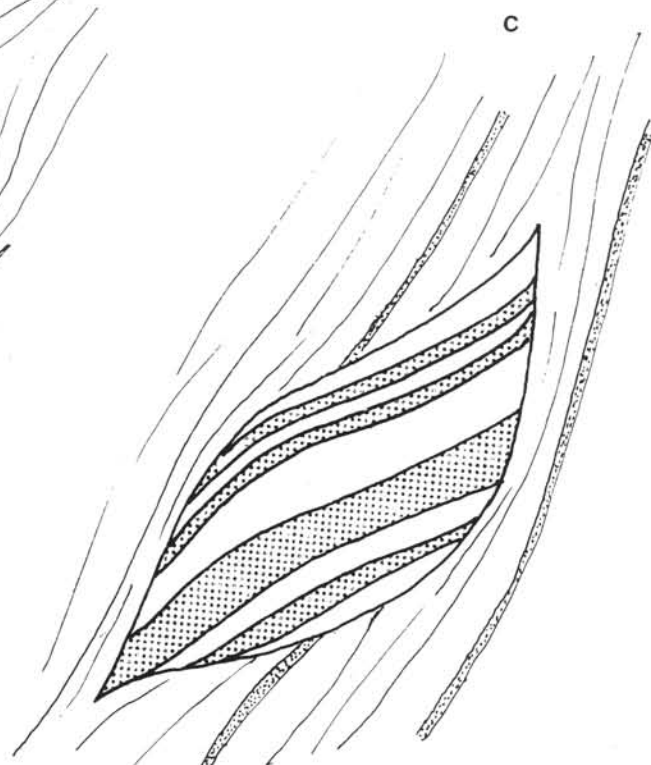
- Les charnières de plis isoclinaux isolées (photo 11) dont la taille peut varier d'une dizaine de centimètres (Salzuit) à plusieurs mètres (Lugeastre bas).



A



B



C

Fig9: Différents types de boudin : A charnière isolée

B à foliation concordante avec celle de l'encaissant

C à foliation discordante avec celle de l'encaissant



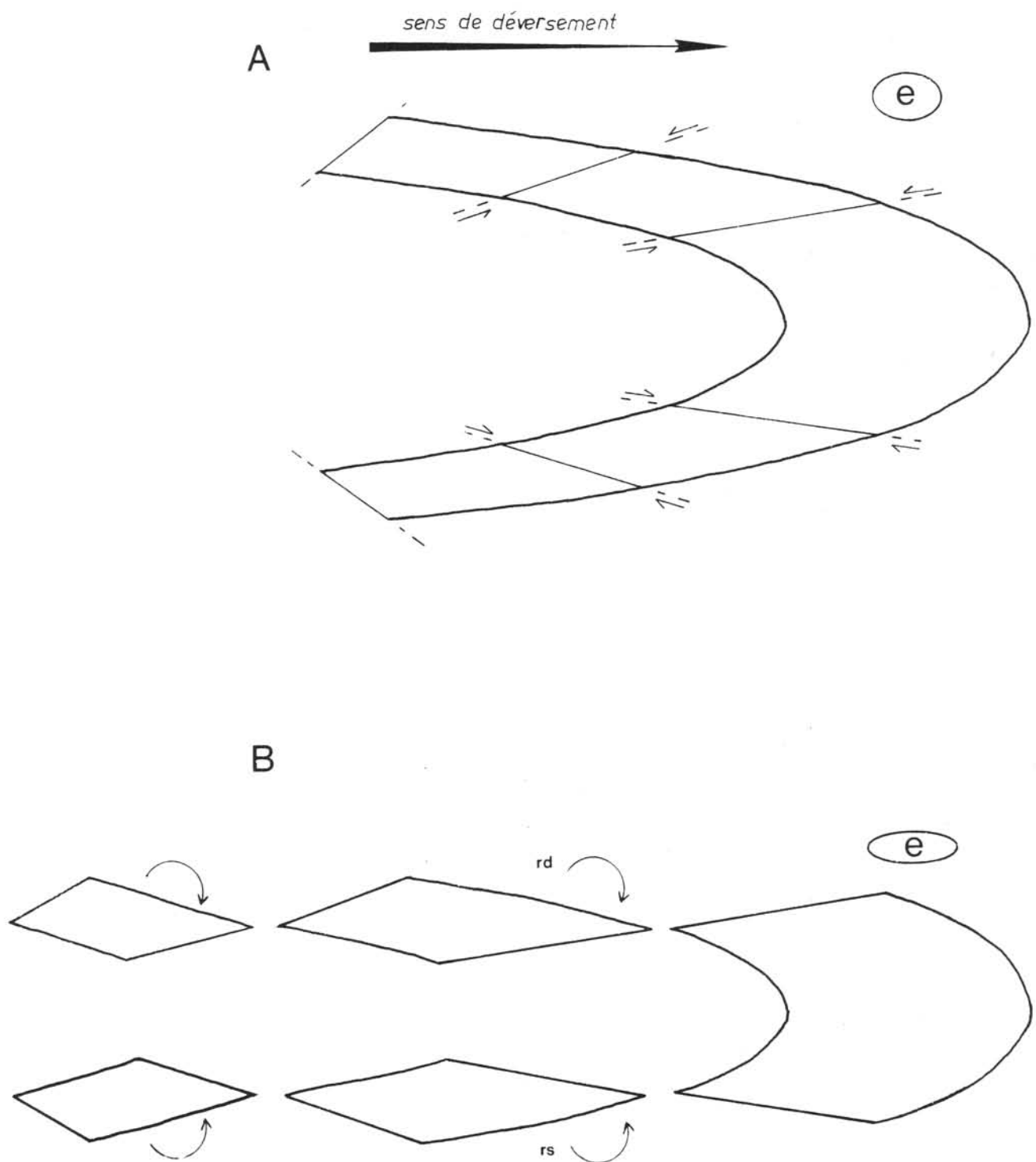


Fig10: Développement du boudinage asymétrique dans les flancs d'un pli .

A rupture en faille normale tenant lieu de schistosité

B glissement et rotation des boudins: dextre en flanc normal  
sénestre en flanc inverse

- Les boudins qui ont une foliation parallèle et concordante avec la foliation des terrains encaissants. Leur forme est généralement en fuseau (photo ) ou ovoïde, rarement trapézoïdale.
- Les boudins qui ont une foliation discordante avec celle de l'encaissant. Leur forme est sigmoïdale, ce qui permet une accordance de ces deux directions aux limites du boudin. Pour RAMBERG (1955) ce dernier type de boudin indique un cisaillement important parallèle à la foliation et un fluage plastique de l'encaissant.

Les boudins sont inégalement espacés et ont des dimensions variées. Le phénomène est donc ici hétérogène et est difficilement utilisable pour obtenir des données sur la déformation possible. Mais le fait qu'une partie de ces boudins soient des charnières isolées indique que l'ensemble de la série a subi un important étirement soit après, soit pendant la phase 2. C'est à cette elongation que l'on doit la grande dispersion de ces boudins.

*ii) Evidence d'un boudinage "granulitique" :*

L'existence de boudins de roches granulitiques acides dans des roches granulitiques basiques et inversement montre que le boudinage ne s'est pas entièrement formé lors du métamorphisme dans le faciès amphibolite. Le caractère réactionnel de la limite de ces boudins "granulitiques" (cf. MARCHAND 1974, photos 56 et 57) laisse penser que le boudinage est peut-être ante-granulitique. Quoiqu'il en soit on rencontre donc dans le Haut-Allier deux épisodes de boudinage superposés. Cette superposition explique peut-être les grandes variations de tailles et de dispersions observées.

*iii) Relation boudinage et sens de déversement :*

Faut-il voir dans les boudins à foliation discordante sur celle de l'encaissant des boudins de(s) phase(s) antérieures rotés pendant la phase 2 (dont les directions principales feraient un angle faible avec celles des premières phases ou faut-il voir dans ces boudins l'expression d'une déformation rotationnelle durant la phase 2 ? Le problème est difficile à résoudre. Ce qui a été observé, c'est que :

- La séparation des boudins ne se fait pas par fracturation normale à la foliation (RAMSAY 1967) mais par rupture à moins de 60° de cette foliation, ce qui leur donne leur forme en "losange" (RAST 1956), plus

exactement sigmoïdale.

- La rotation se fait par glissement du boudin le long de cette fracture qui joue alors en "faille normale".

Nos observations semblent montrer que la séparation des boudins se fait pendant la phase 2. Elle se fait dans les flancs de plis (fig. 10) les fractures tenant lieu de schistosité.

Dans les mégastructures, seuls les niveaux d'amphibolites se fracturent tandis que le fluage et les plis d'entraînement se développent.

Dans les gneiss fins plus ou moins anatectiques. Le sens de rotation des boudins pourrait alors permettre de déterminer le flanc des grands plis couchés dans lesquels on se trouve (fig. 10) :

- rotation externe dextre : flanc normal,
- rotation externe sénestre : flanc inverse.

La déformation rotationnelle invoquée par les auteurs précédents sur le boudinage pour expliquer la rotation de ces boudins n'est peut-être due qu'au développement des plis. C'est apparemment un phénomène dynamique syntectonique et local qui n'implique pas une rotation des contraintes régionales. Notre observation du développement du boudinage asymétrique dans les flancs des plis rejoint celle de GINDY (1952). BERTHELSEN (1960) et Mac GREGOR (1973) ont également relevé des structures proches de celles décrites ici.

#### d) NODULES DE SILLIMANITE.

Nous avons signalé la présence de niveaux à nodules de sillimanite dans le terme intermédiaire. Ces nodules généralement ellipsoïdaux sont rarement sphériques, leur axe X est parallèle à la linéation B des plis isoclinaux de phase 2 quand elle existe (fig. 11). Le diagramme de WOOD (1974) permet de préciser le type de la déformation liée à cette phase 2. Les points reportés (fig. 12) se répartissent sur et symétriquement de part et d'autre de la droite Déformation plane-Volume constant. La déformation n'a donc pu en aucun cas se développer en régime d'aplatissement. La déformation plane à volume constant est le caractère le plus probable .

La déformation liée à la phase 2 semble donc s'être faite à volume constant.

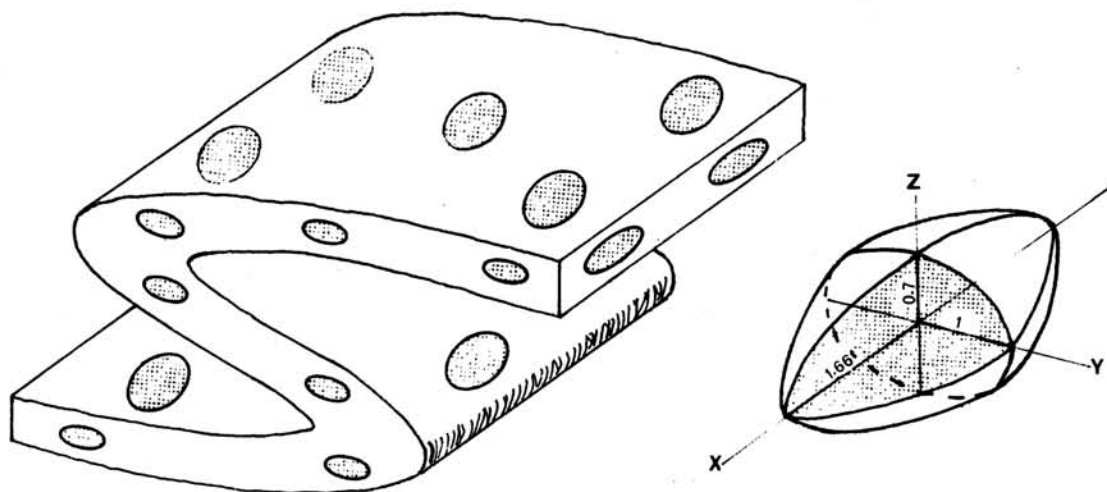
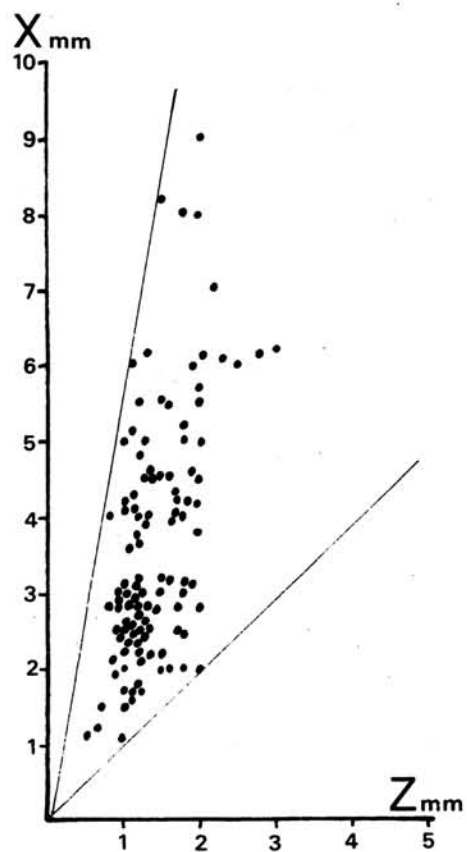


Fig11 Caractéristiques de l'ellipsoïde moyen mesuré sur 102 nodules de sillimanite

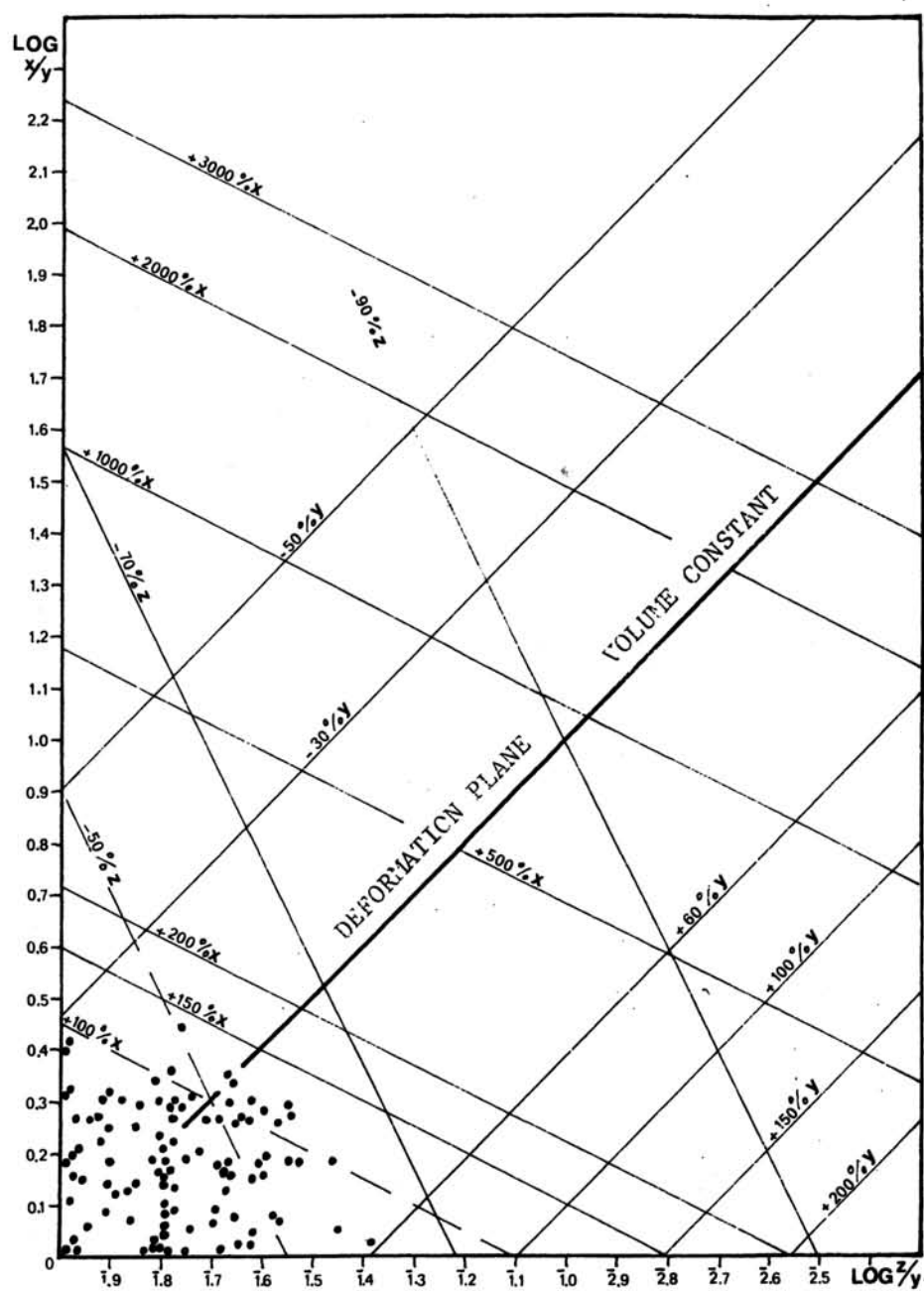


Fig12: 102 nodules de sillimanite reportés dans le diagramme de WOOD

C'est une donnée dont il faut certainement tenir compte pour la genèse de ces nodules de sillimanite, quelque soit la théorie acceptée (voir discussion dans MARCHAND 1974).

#### IV.- TROISIEME PHASE.

##### a) DESCRIPTION.

Elle est exprimée différemment à l'échelle cartographique et à l'affleurement.

Les microplis (fig. 13) associés à cette phase sont surtout abondants dans les gneiss à biotite sillimanite-micaschistes feldspathiques et dans les roches intermédiaires, sans doute pour des raisons de compétence. Ces plis de phase 3 sont de type semblable, déversés, à angle relativement ouvert ; ils se présentent souvent en escaliers ou en cascade (cf. fig. 13A). Ils sont pourvus d'un flanc court qui peut devenir localement inverse mais sans que les plis acquièrent jamais un caractère isoclinal. Aucune schistosité de flux associée à ce plissement n'a pu être découverte. Un "strain slip cleavage" à grande échelle se développe rarement. Une linéation de crénulation parallèle à l'axe B des plis existe (photo 4). La direction de cette linéation est variable, affectée par les grandes structures régionales tardives. Elle varie de N 060 à N 160 (fig. 14).

##### b) PLIS D'ECHELLE CARTOGRAPHIQUE.

Ils sont presque N-S (fig. 14) à plan axial proche de la verticale, mais ils restent de type semblable. Ils sont à l'origine des grandes terminaisons périclinales de Salzuit et Moissac (cf. carte hors texte). La différence d'orientation entre grandes structures et petites structures de cette même phase est peut-être une conséquence du caractère semblable du plissement.

Une légère linéation de muscovite suggère que cette phase 3 se soit développée en fin du métamorphisme de basse pression.

## V.- PHASES TARDIVES.

Comme dans la région étudiée par CARME (1974 a), ce plissement tardif semble se faire en trois étapes qui ont donné successivement des plis de large amplitude E-SE puis SE-S et enfin S-SO à S-O. La phase tardive est unique mais se développe en même temps qu'une rotation relative dextre des axes de ces plis. Cette phase (qui donne des plis aux plans axiaux verticaux ou très redressés) n'est pas à l'origine de la géomorphologie régionale mais c'est à elle que l'on doit l'aspect un peu rectangulaire de l'anticlinorium de Massiac.

## VI.- PHASES CASSANTES.

Elles sont importantes dans le Haut-Allier. Il semble que l'on puisse distinguer deux stades tardi-hercyniens qui précèdent la distension cénozoïque universellement connue.

### a) DECROCHEMENTS TARDI-HERCYNIENS.

Leur âge est déterminé car ils affectent le stéphanien et leur réseau se raccorde à celui connu par ailleurs dans toute l'Europe (ARTHAUD et al. 1975) cependant il semble qu'ici il soit un peu plus complexe. Le sens de mouvement des failles a été déterminé à partir de la méthode exposée par PROUST et al. (1974). Ce qui nous a permis de distinguer :

#### i) Premier réseau.

Ce premier réseau de décrochements constitué :

- d'une famille de décrochements dextres orientés N 180 à N 020,
- d'une famille de décrochements sénestres N050 à N 080.

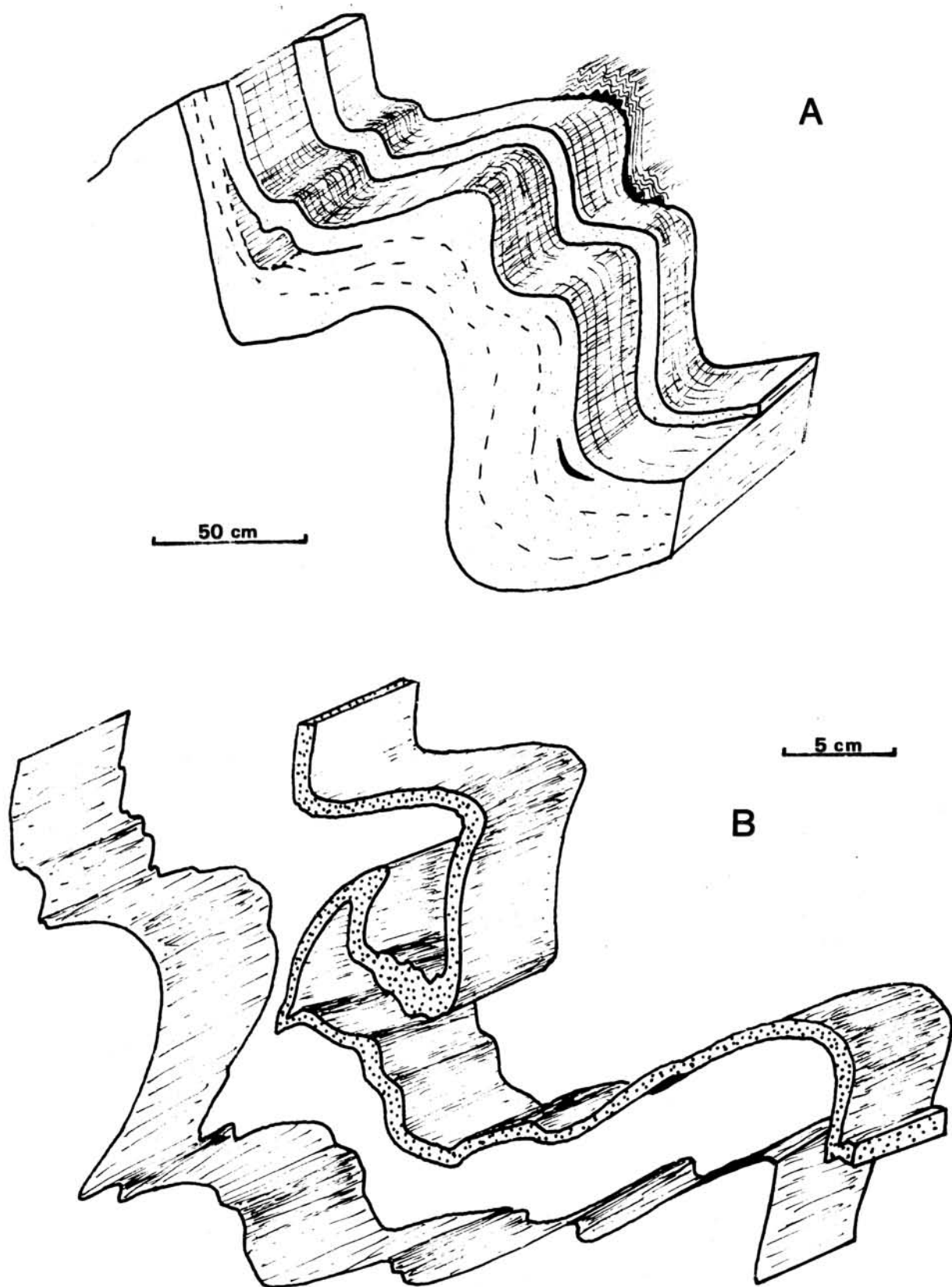
Ce réseau semble donc s'être développé dans un contexte de compression orientée grossièrement N 030 - 040 (fig. 15).

#### ii) Deuxième réseau.

Ce deuxième réseau légèrement postérieur au précédent est dû au jeu simultané :

- de décrochements dextres N 140 à 165





*Fig13 Microplis de phase 3*

*A: Aspect caractéristique*

*B: Micropli de phase 2 replissé*

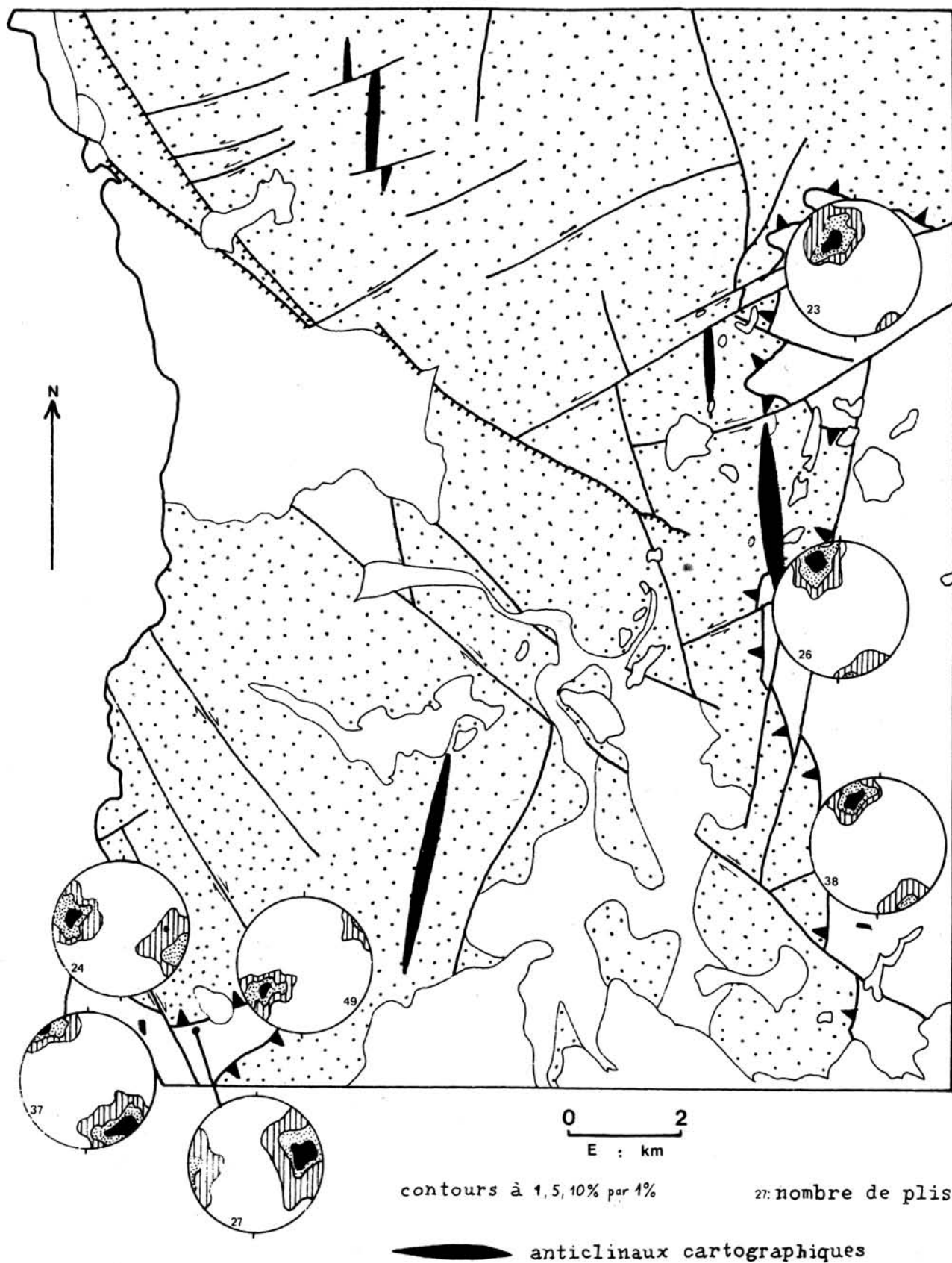


Fig14: Directions de la phase 3

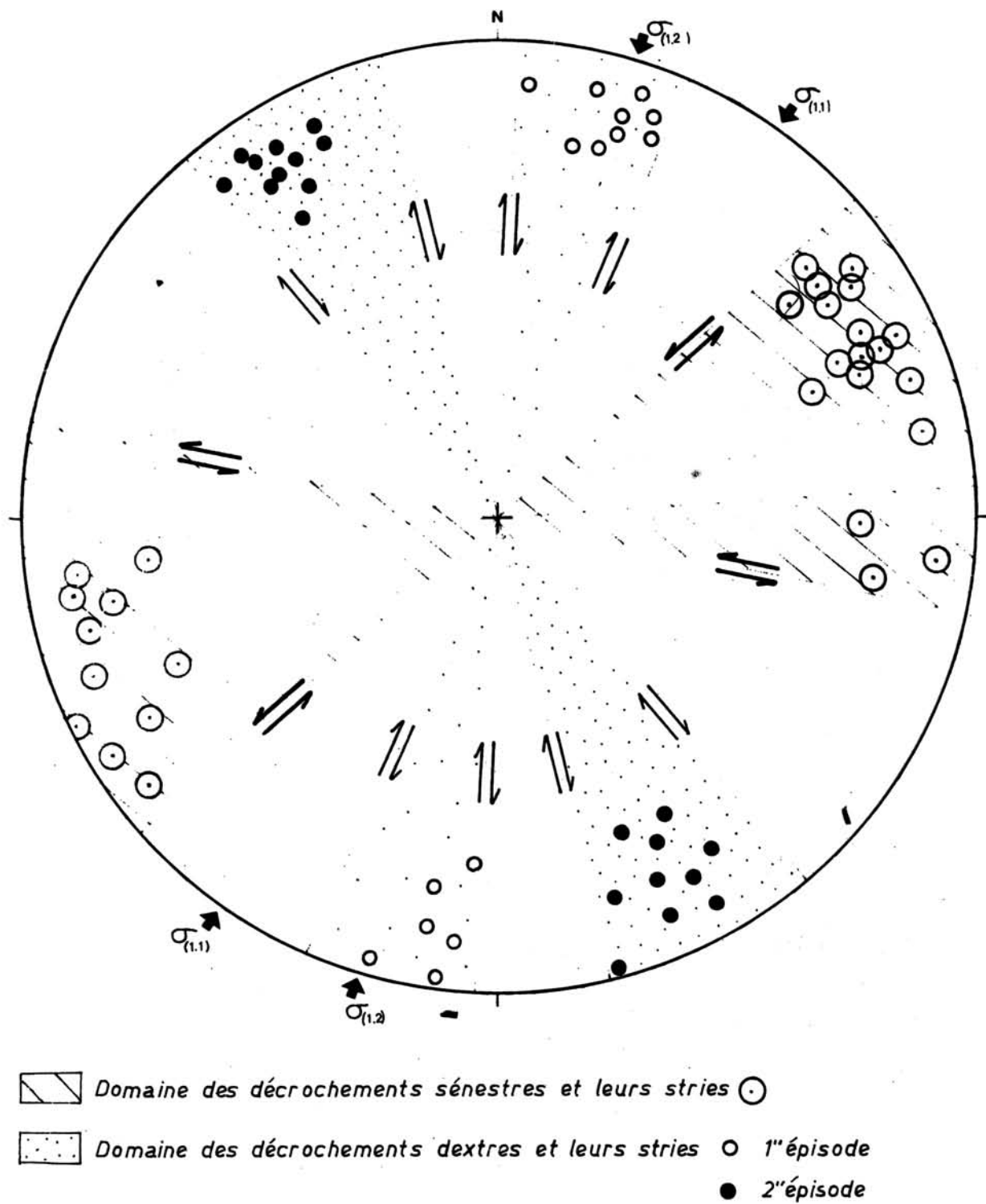


Fig15: Directions de compression  $\sigma_{(1,1)}$  puis  $\sigma_{(1,2)}$  de la phase cassante tardi-hercynienne

- de décrochements sénestres N 060 à 090.

Cet ensemble correspondrait à un régime de compression orientée NW-SE (fig. 15).

Le résultat de ces deux épisodes successifs dans la phase tardi-hercynienne cassante est une rotation apparente de la direction de compression initialement N 030-040 à environ N 020.

Cette direction s'intègre mal au modèle proposé par ARTHAUD et MATTE (1975). Leur reconstitution propose dans cette région une direction de compression tardi-hercynienne NW-SE alors que d'après nos résultats elle serait plutôt N 020, le deuxième épisode étant le plus exprimé.

#### *b) FAILLES NORMALES OLIGO-MIOCENE.*

Elles seront ici uniquement mentionnées. Cette importante tectonique en distension alpine a été négligée et mériterait une étude particulière. Comme nous n'avons pas étudié les failles qui affectent le Cénozoïque, il nous manque l'essentiel des données.

Au niveau des terrains cristallophylliens ces failles participent au morcelage des séries. Deux directions majeures ont pu être mises en évidence :

- une direction N 110 de failles normales uniquement,
- une direction N 130 à 160 qui est celle des grands décrochements dextres tardi-hercyniens réutilisés lors de la distension. Des stries de failles normales par dessus des critères de mouvements horizontaux on pu être observées. La seule consultation de la carte proposée montre l'évidence du rejeu cénozoïque de ces grands accidents N 140.

### VII.- RELATIONS METAMORPHISMES - PHASES TECTONIQUES.

La relation qui existe entre ces deux phénomènes géologiques est classiquement énoncée grâce à la détermination optique des minéraux anté, syn et post tectoniques. Après avoir rapidement rappelé les fondements de cette méthode nous donnerons les résultats auxquels elle aboutit.

a) MINÉRAUX ANATECTONIQUES, SYNTECTONIQUES, ET POST-TECTONIQUES.

Sans être d'une rigueur absolue, cette notion permet la première approximation sur les relations entre cristallisation et déformation. C'est cette méthode qui a été jusqu'à présent appliquée en pétrologie structurale. On utilise certains critères basés sur les relations entre les structures internes d'un minéral visibles au microscope classique (ex. schistosité interne: Si) et les structures externes (ex. schistosité externe : Se). Les conclusions obtenues par cette méthode doivent cependant être appliquées avec réserve car les indices observés dépendent de plusieurs faits tels la nature du minéral, une différence entre temps de cristallisation et temps de déformation qui ne sont ni l'un ni l'autre bien connus. Cette technique fait autant appel à des observations intra qu'intergranulaires. C'est pourquoi nous la citons ici. D'une manière générale on distingue par cette méthode trois types de cristallisation qui sont (ZWART 1960, SPRY 1969).

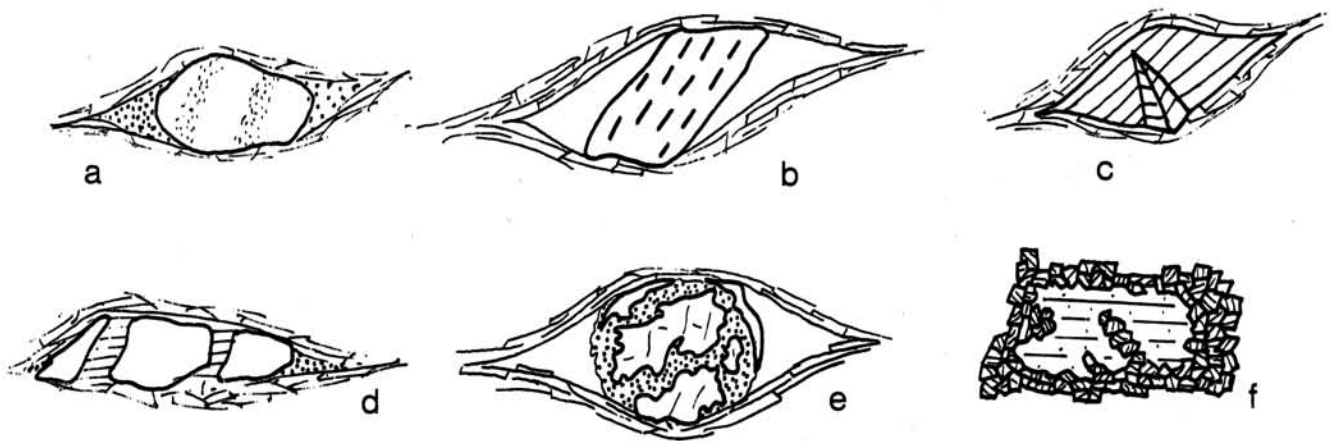
i) (fig. 16) Ante-tectoniques:

- Quand un minéral est moulé par la schistosité externe (Se) et ne possède pas de schistosité interne (Si) (a);
- Quand un minéral possède une schistosité interne (Si) sans relation avec la schistosité externe qui le moule (b);
- Quand un minéral est déformé (extinction ondulante, fracturation, kinks) et est enveloppé par Se , (c);
- Quand un minéral crée des zones abritées en déviant Se postérieure à ce minéral (CHOUKROUNE 1971) (d);
- Quand un minéral moulé par Se tend à se fractionner et donne un agrégat de petits cristaux (structure en mortier) (f).

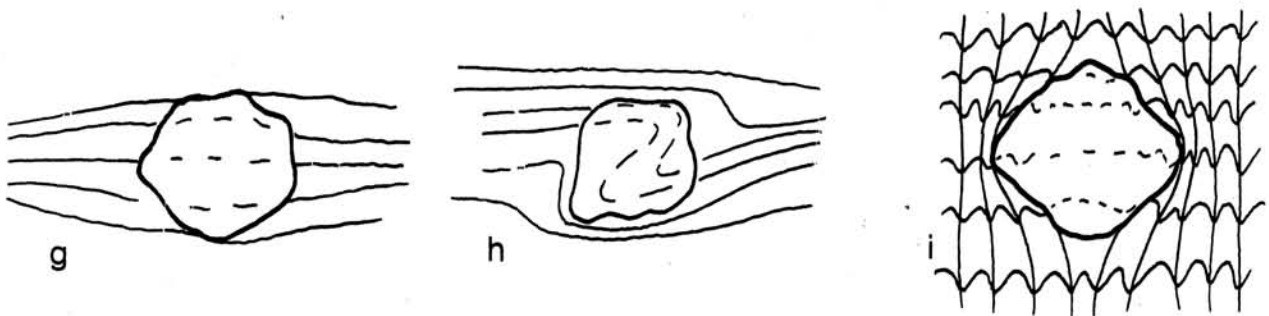
ii) (fig. 16) Syntectoniques :

- Quand un minéral plus ou moins moulé par la schistosité externe possède une schistosité interne en continuité avec Se, (g);
- Quand un minéral moulé par la schistosité externe possède une schistosité interne déformée, (h,i);
- Les minéraux cristallisés dans les zones abritées pendant une phase tectonique (CHOUKROUNE 1971).

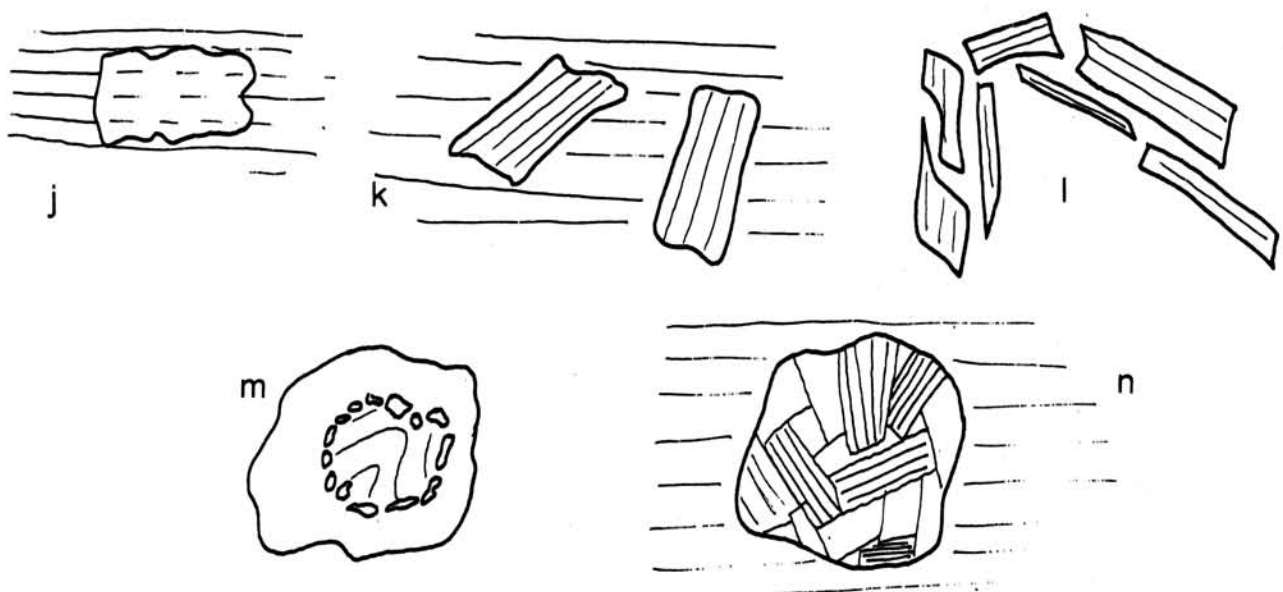
*minéraux ante-tectoniques*



*minéraux syn-tectoniques*

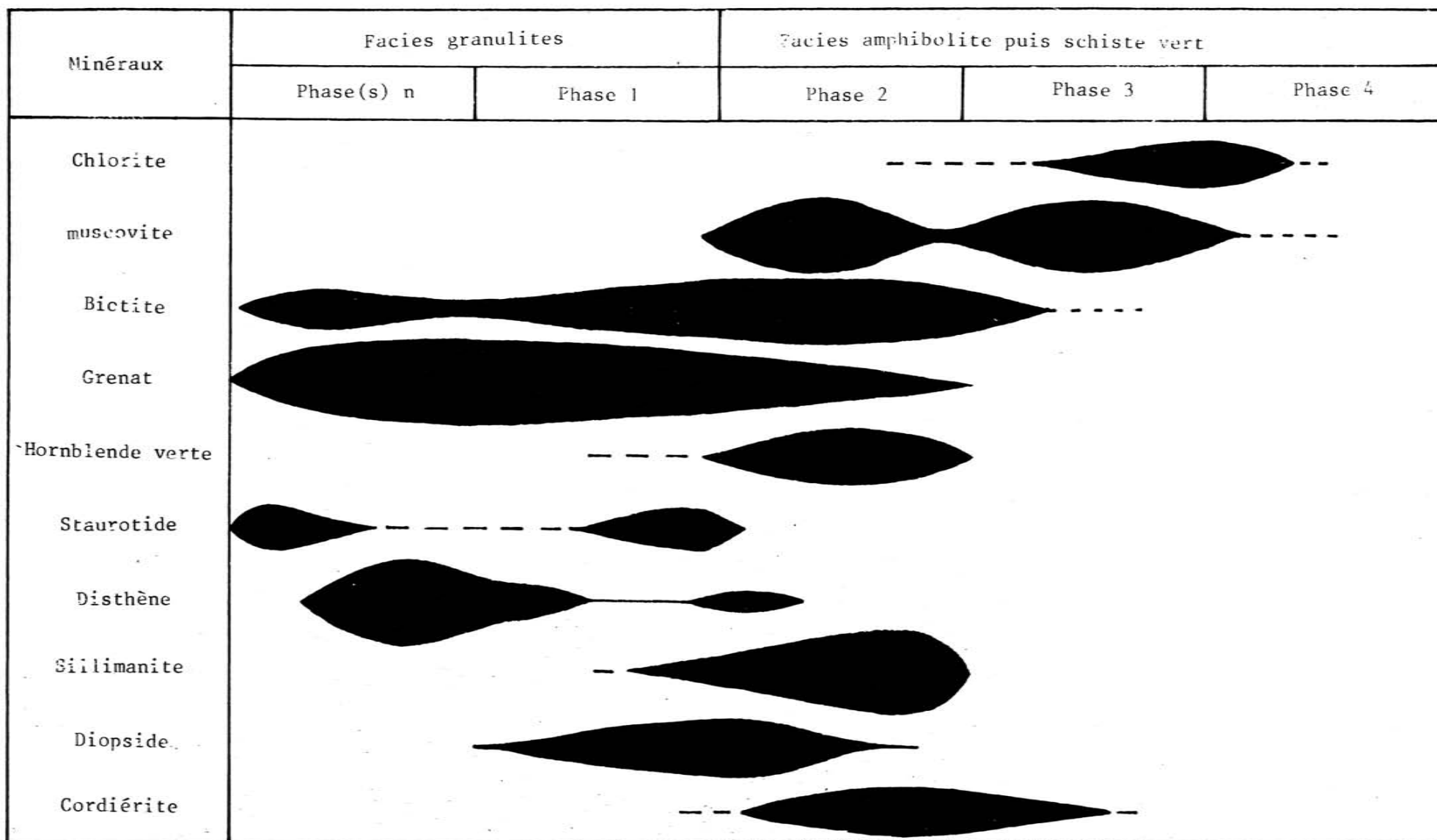


*minéraux post-tectoniques*



*Fig16 Relations schématiques entre la cristallisation et la déformation*

Fig17: Relations entre cristallisations métamorphiques et phases de plissement en Haut-Allier





iii) (fig. 16) Post-tectoniques :

- Quand un minéral recoupe à l'emportepièce des minéraux préexistants et possède une schistosité interne concordante avec le réglage général de la roche. Ce minéral n'a aucune orientation privilégiée par rapport à Se (j,k) ;
- Lorsque des minéraux sont mimétiques d'une structure antérieure (arcs polygonaux de micas sur un pli) (1) ;
- Les minéraux de rétromorphose (n).

b) RESULTATS.

Appliquant cette notion et les données de terrain telles que linéations minérales et cristallisations synschisteuses on peut résumer l'histoire géologique du Haut-Allier (fig. 17) comme suit :

PHASE	EVENEMENT THERMODYNAMIQUE	Groupe leptyno- amphibolique	Anatexites type "Aubusson"	Série pélitique inférieure
n ?	lers métamor - phisme et ana- texie.	-rubannement des roches granuliti- ques. -plis marqués, aux charnières iso- lées dans le rubannement, souli- gnées par des biotites relictuel- les. -phénoclastes quartzo-feldspathi- ques dans les roches granuliti- ques. Staurotides rélictuelles.		
n ?	Granulite haute-pression	Foliation inter- ne des boudins granulitiques et plis cachetés par une recrís- tallisation ?	Foliation inter- ne des gneiss khondalito-kinzi- gitiques et plis cachetés par une recristallisation	
1 ?	Granulite de basse-pression échelonnant la rétromorphose	-linéation de disthène. Recristal- lisation qui masque les plis des phases précédentes. Développement de couronnes réactionnelles.		
1		Foliation générale et premier boudinage		Foliation généra- le et boudinage.

PHASE	EVENEMENT THERMODYNAMIQUE	Groupe leptyno- amphibolique	Anatexites type "Aubusson"	Série pélitique inférieure
2	faciès amphibolite type "barrowien" anatexie.	-plis isoclinaux et d'entraînement post-foliaux et linéations 120°. Taches ellipsoïdales dans les gabbros et de sillimanite dans les gneiss.	plis d'entraînement post-foliaux synanatectiques et rare linéation de sillimanite.	-Plis isoclinaux et d'entraînement avec foliation secondaire sub-parallèle à S1. Linéation minérale d'intersection et d'étirement N 100° à 120°
	anatexie	amphibolitisation		
	Métamorphisme basse-pression.	RETROMORPHOSE		
3	Schiste vert atypique.	Plis ouverts à plan axial sub-vertical NS à EW ou en chevron à déversement vers le Sud.	Plis en chevron à déversement SW.	Plis en chevron à déversement général vers le Sud.

En résumé, après le faciès granulite dont l'âge ne peut-être précédé que par des données radiochronologiques, nous avons :

- un métamorphisme dans le faciès amphibolite de type barrowien à relier avec le développement de la phase 2 isoclinale. Ce métamorphisme rétro-morphose les roches granulitiques.
- un métamorphisme de type basse-pression qui s'achève avec la troisième phase de plissement. Ce deuxième métamorphisme rétro-morphose localement les roches à paragenèses du faciès amphibolite type barrowien.
- un "métamorphisme" régional et atypique tardif à l'origine de la muscovite et de la séricite rencontrées dans toutes les séries.

## C.- RECONNAISSANCE GEOLOGIQUE DANS LA VALLEE DE LA TRUYERE

---

Compte tenu de la rareté des affleurements dans la partie du Haut-Allier étudiée il était nécessaire d'étayer nos observations dans un secteur plus favorable, proche de la région Brivadoise, et formé des mêmes séries lithologiques. Une coupe N-S de Brioude au viaduc de Gabarit montre l'unité de tout cet ensemble. Les résultats obtenus dans la vallée de la Truyère s'intègrent donc à ceux acquis plus au Nord.

### I.- LITHOLOGIE.

On rencontre ici les mêmes séries que dans le Haut-Allier, et dans le même "ordre" lithologique à savoir :

- Des anatexites à cordiérite dans lesquelles sont dispersées des reliques granulitiques acides et basiques. La description de ces différentes roches a déjà été faite.
- Sous ces anatexites, un groupe leptyno-amphibolique en partie reconnu par RESTITUITO (1971). Il a nié la présence d'éclogites (COLIN 1960) qui y sont pourtant fraîches : Nous avons découvert une éclogite à omphacite, grenat, phlogopite primaire. On retrouve toutes les "amphibolites" reconnues dans le Haut-Allier (gabbros coronitiques, éclogites, péridotites, etc...) et des leptynites associées aux gneiss fins qui constituent la matrice de ce groupe. Comme dans le Haut-Allier le groupe leptyno-amphibolique repose, par l'intermédiaire d'un faciès de transition riche en yeux de sillimanite, sur (photo 8 ) un ensemble de gneiss à biotite et sillimanite et de micaschistes d'origine prograde.

Ce dernier ensemble pélitique est entamé au Sud par le granite de la Margeride (fig. 18).

## II.- PHASES TECTONIQUES.

Les phases tectoniques reconnaissables dans la vallée de la Truyère sont identiques à celles déchiffrées dans le Haut-Allier c'est à dire que :

- La première phase est génératrice de l'unique foliation de cette région; elle reste de style et de direction inconnus ;
- La deuxième phase est à l'origine de plis isoclinaux accompagnés d'une linéation B minérale nette et d'orientation N 100 - 110 (fig. 19). Cette phase replisse la foliation en plis parfois hectométriques et synschisteux d'un "strain slip-cleavage". Le déversement apparent est vers le S-W.
- La troisième phase donne des plis de type semblable en chevrons déversés vers le S-W localement accompagnés d'une linéation de crénulation B. Ces plis d'orientation N 130 - 140 (fig. 19) se présentent en cascades ;
- Les phases tardives correspondent aux bombements kilométriques qui précèdent et accompagnent la mise en place du granite de la Margeride au Sud. Puis se développe l'épisode tardi-hercynien cassant pendant lequel ont joué des décrochements dextres N 130 - 140 et des décrochements sénestres N 060 - N 080. Ces accidents sont ensuite repris ou recoupés par les failles normales liées à la distension cénozoïque.

## III.- RETROMORPHOSE.

Le même type de rétro-morphose que dans le Haut-Allier est ici observable, c'est-à-dire une transformation de paragenèses granulitiques dans les anatexites et dans le groupe leptyno-amphibolique en paragenèses du faciès amphibolite. En particulier, tous les intermédiaires entre l'éclogite parfaitement fraîche à omphacite-grenat-phlogopite primaire et l'amphibolite banale à hornblende verte-plagioclase acide (An 20-45) ont pu être observés après échantillonnage des nombreux boudins présents dans cette série et non cartés jusque là (BURG et MATTE, 1977).

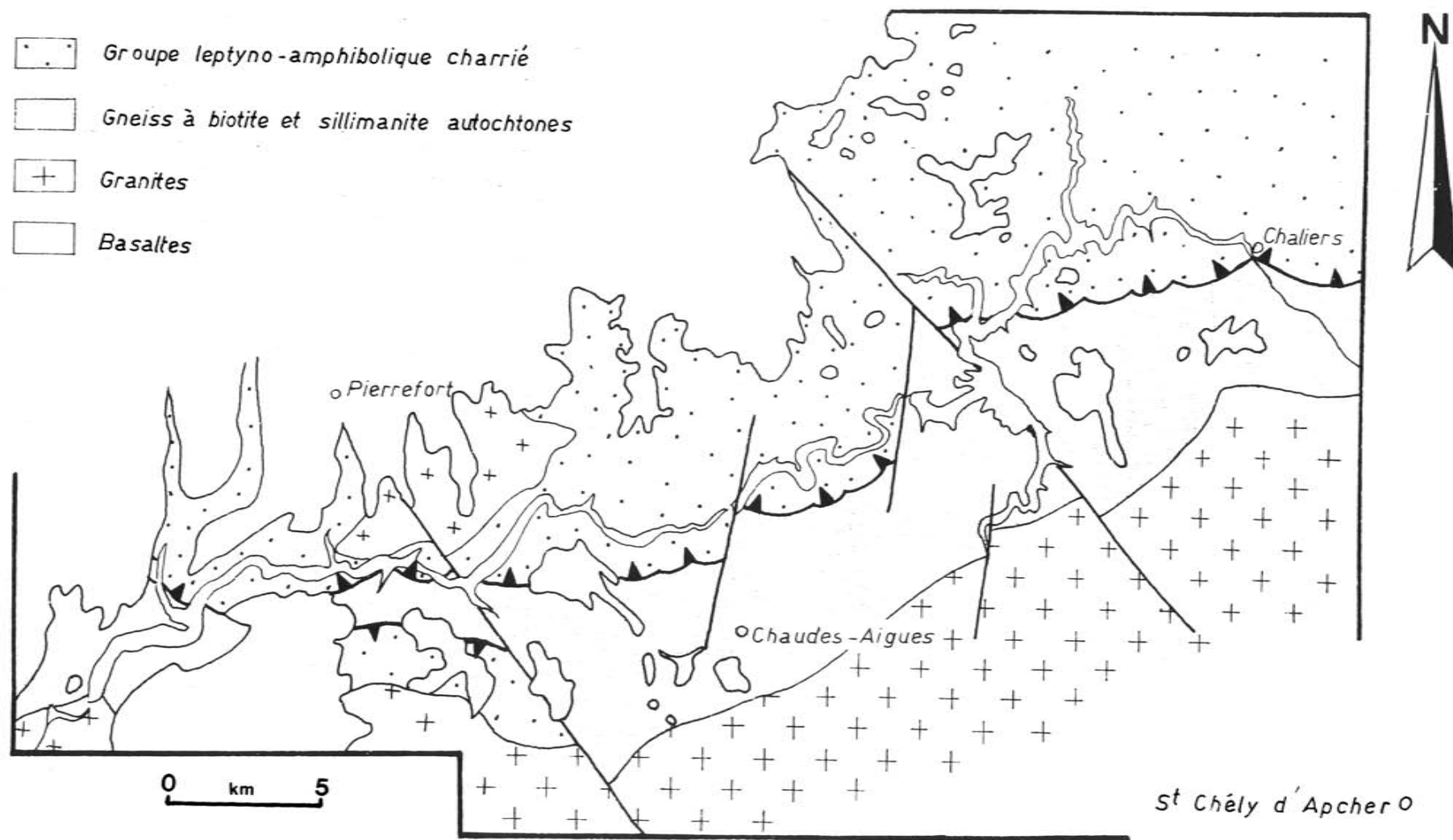
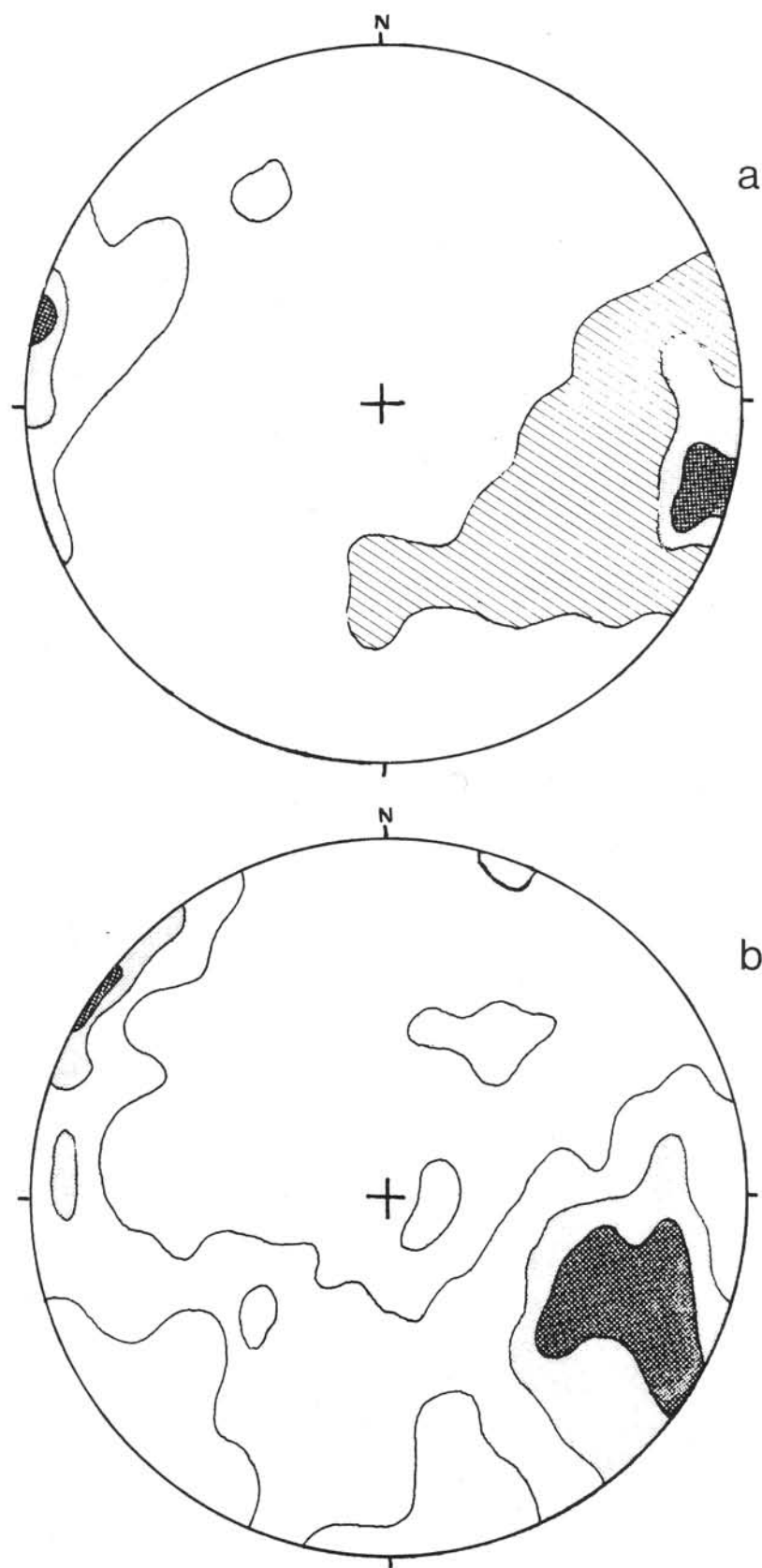


Fig18 Shema structural de la vallée de la Truère



contours à 1,6,12% par 1%

**Fig19 Orientations** a phase 2 167 plis  
b phase 3 230 plis

#### IV.- CARTOGRAPHIE ET DISCUSSION.

La position anormale d'une série catazonale rétrograde sur un ensemble grauwacko-pélitique apparemment prograde est ici confirmée. L'observation du contact (en particulier à Chaliers) montre qu'il est tectonique. Tous les plis de phase 2 développés pendant la mise en place de la nappe et proches du contact ont un déversement apparent vers le Nord. Ceci confirmerait l'hypothèse de DEMAY (1945-1946), reprise par RESTITUITO sans plus d'arguments tectoniques, sur l'existence d'un flanc inverse d'un grand pli couché déversé vers le Sud. En effet il faut admettre que la vergence générale des structures hercyniennes, auxquelles doit être rattachée celle-ci, se fait dans cette direction (MATTE 1976).

Notre étude dans cette vallée nous a également permis de proposer une première corrélation entre phase tectonique et épisode métamorphique (BURGET et MATTE 1977). Près de Chaliers en effet, nous avons découvert des gabbros coronitiques, d'abord rétro-morphosés dans le faciès amphibolite à grenat, puis dans le faciès amphibolite banal qui correspond à l'épisode Barrowien qui affecte l'ensemble des séries de la région. Dans ces boudins les réactions de transition entre les paragenèses à hornblende brune puis à hornblende verte sont observables optiquement car elles donnent des taches centimétriques de forme ellipsoïdale qui, au microscope, correspondent aux réactions de rétro-morphose (photos 6,7).

L'intérêt de ces taches est de donner une forte linéation vérifiée concordante avec la linéation régionale orientée N 120. Ces ellipsoïdes ont leur plan XY sur la schistosité des plis de phase 2, dont l'axe B est parallèle à l'axe X. Des mesures sur 114 ellipsoïdes on donné les rapports suivants pour un ellipsoïde moyen (fig. 20) :

$$X / Z = 3,8$$

$$Y / Z = 2,6$$

Cependant au microscope ces taches et couronnes apparaissent comme non déformées ; ces structures sont typiquement syntectoniques, et fixent le 2ème métamorphisme dans le faciès amphibolite comme synchrone de la deuxième phase de déformation.



Ces couronnes permettent de déterminer un autre caractère de la phase 2 grâce au diagramme proposé par D.S. WOOD (1974) (fig. 21). Le rapport des ellipsoïdes mesurés dans les trois dimensions montrent une nette concentration des points sur la ligne de déformation plane à volume constant. Une telle situation signifie qu'en aucun cas on peut se trouver en régime d'aplatissement. Si le développement de ces structures s'est fait avec variation de volume (ce qui est peu probable dans des gabbros), le régime de la phase 2 est constrictif (mais en de faibles proportions).

La richesse des affleurements (sur les pentes de la vallée de la Truyère et sur les talus de routes) a de plus permis d'observer une relation entre la direction des plis de phase 2 et celle du boudinage associé à cette phase. Outre le fait que la séparation par faille normale des boudins s'est trouvée être confirmée, il nous a été possible d'observer sur ces plans de séparation les stries, qui donnent donc le mouvement relatif des boudins entre eux. Ces relations sont présentées sur la figure 22. On remarque:

- l'obliquité des axes de boudins sur les axes de plis.
- l'obliquité de la direction de déplacement des boudins par rapport aux mêmes axes de plis.

Les muscovites cristallisées sur les stries des boudins indiquent que cette déformation s'est faite de façon synmétamorphique. Aucun argument ne permet de présumer d'une anisotropie antérieure à cette phase 2 autre que la foliation 1.

## V.- CONCLUSION.

La vallée de la Truyère appartient bien au même ensemble que la région Brivadoise. En effet on retrouve dans ces deux zones :

- la même série lithologique remarquable par son caractère inverse, les faciès les plus métamorphiques reposant sur les faciès les moins métamorphiques ;
- la présence de reliques granulitiques dans les deux niveaux supérieurs qui sont les anatexites et le groupe leptyno-amphibolique ;

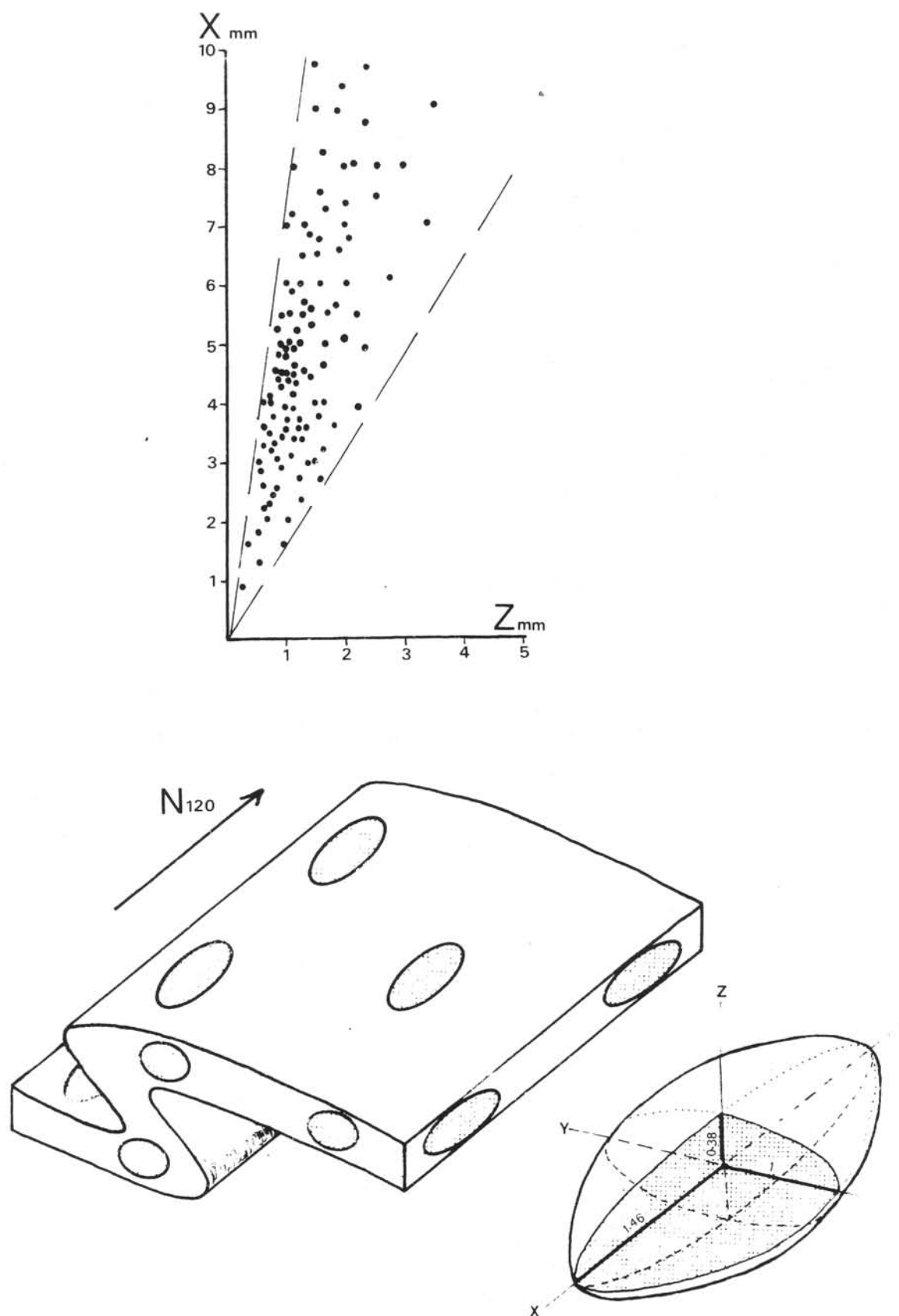


Fig 20: Caractéristiques de l'ellipsoïde moyen mesuré sur 114 couronnes dans des gabbros

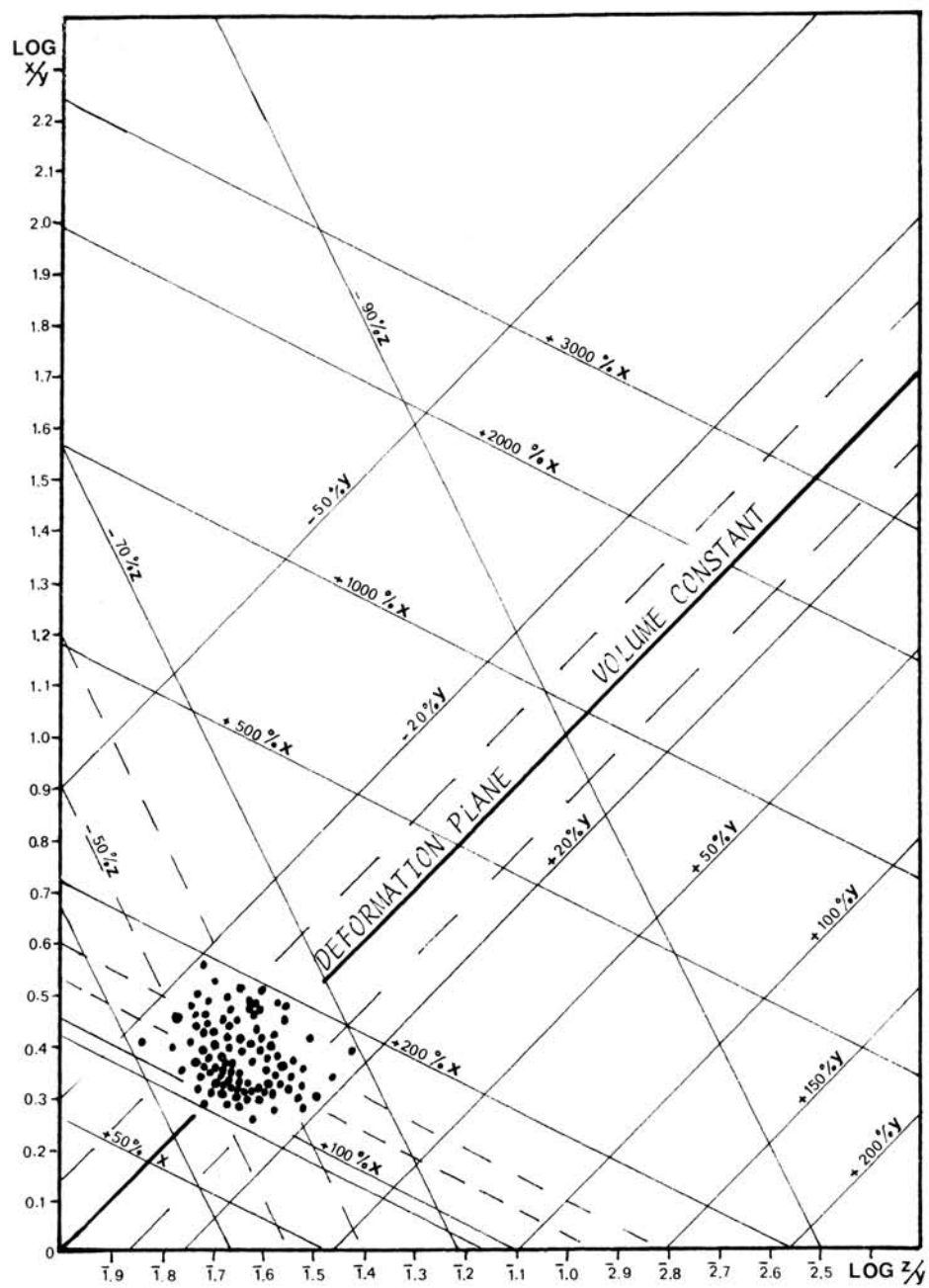


Fig 21 Couronnes des gabbros reportées dans le diagramme de WOOD

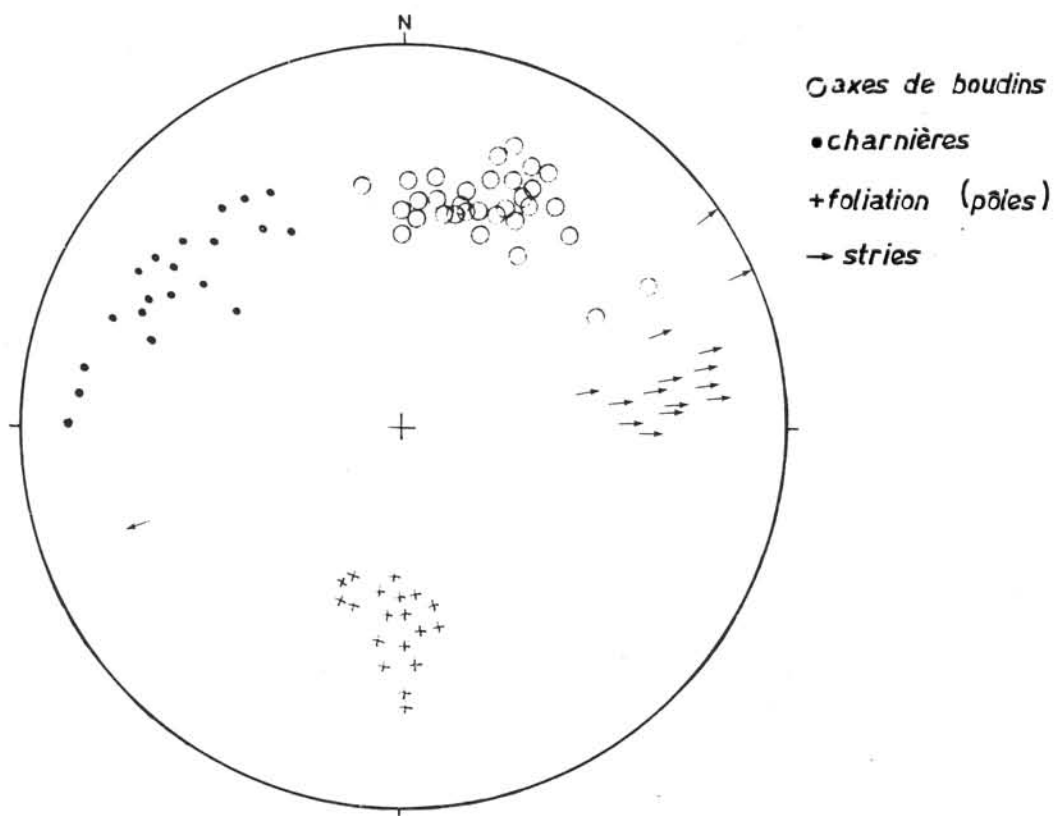
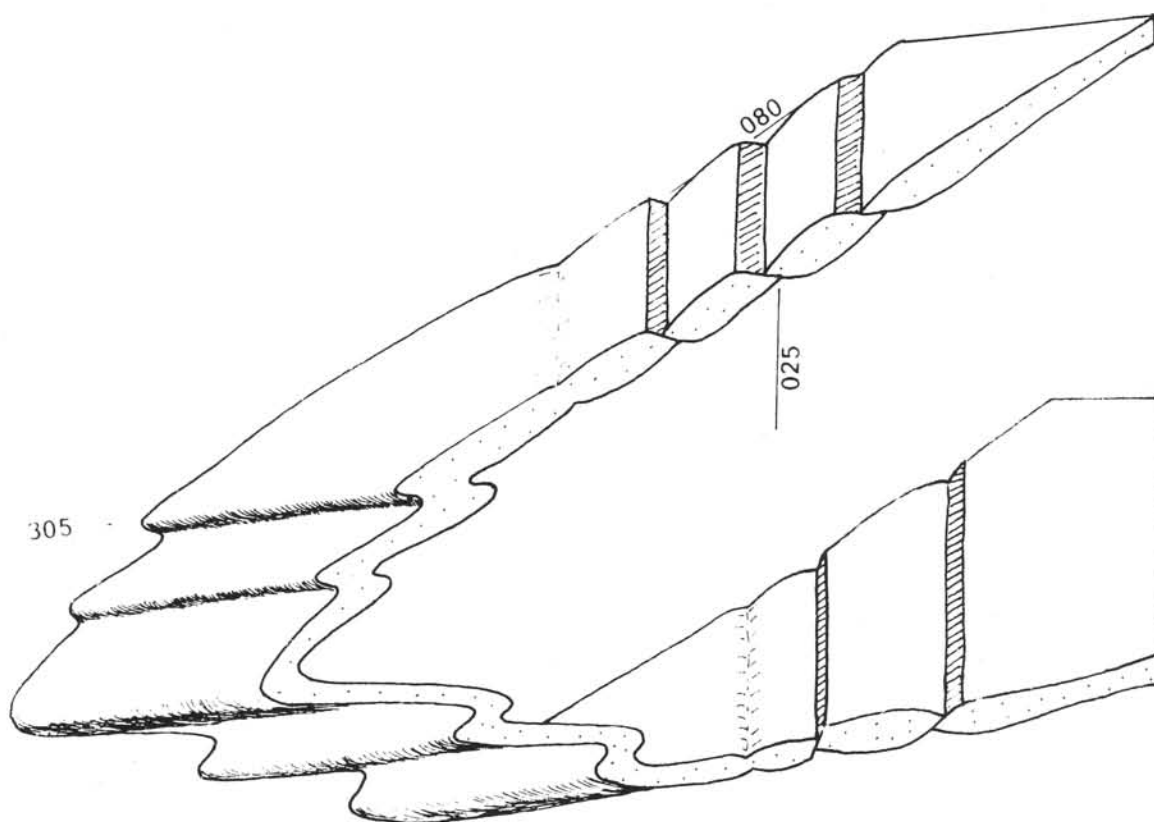


Fig22 Relation entre plis 2 et boudinage

- la même succession de phases de déformation ; les deux premières sont tangentiellles ;
- la présence d'un ensemble rétro-morphosé sur une série pé-litique appa-remment prograde.

La solution aux problèmes posés dans ces deux régions doit donc leur être commune.

## CONCLUSION A L'ETUDE DU HAUT-ALLIER ET DE LA VALLEE DE LA TRUYERE

---

Le travail que nous venons d'exposer nous a permis d'individualiser deux ensembles pétrologiques différents :

- Un ensemble rétrograde, initialement granulitique, maintenant représenté par les anatexites à cordiérites et le groupe leptyno-amphibolique qui ont subi une rétro-morphose régionale dans le faciès amphibolite. Une telle rétro-morphose n'est pas une anomalie ; elle a été décrite dans des boucliers précambriens, en détail par WINDLEY (1969), plus généralement par de nombreux autres auteurs (HEPWORTH 1964, VERNON 1969, WATSON 1973, WAGNER et al. 1975, MORGAN 1975).

- Un ensemble prograde représenté par les gneiss à biotite et sillimanite. Aucun argument pour une telle rétro-morphose n'y a été retrouvé ce qui suggère qu'il s'agit d'une série grés-pélitique, voir grauwacko-pélitique ayant subi un métamorphisme prograde. La concentration de la sillimanite dans les roches de transition serait favorisée par des cisaillements importants (MACAUDIERE et al. 1969, WATZNAUER 1969).

La rétro-morphose nécessite des fluides chimiquement actifs ; elle est donc limitée par la porosité de la roche. Tant que la roche granulitique reste dans les conditions initiales, cette porosité aux fluides adéquats reste nulle ; ce qui fixe une profondeur limite qui devrait être relativement tranchée (WATSON 1973).

La vitesse fondamentale de la diffusion de l'eau est lente. Les roches anhydres tendent donc à être préservées, et la réhydratation d'une section massive du faciès granulite implique un important problème chimique et mécanique. FYFE (1973) a calculé qu'une colonne de  $1 \text{ km}^2$  de base et 5 km de hauteur nécessite  $1 \text{ km}^3$  de fluide pour être rétro-morphosée dans le faciès schiste-vert.

Deux solutions sont proposées :

- l'eau provient du manteau (ce qui revient à une importante activité hydrothermale (TURNER et al. 1960 p. 486) ;

- les roches de faciès granulite chevauchent des séries plus riches en eau (BEACH et al. 1972).

- La présence d'un ensemble ayant eu une histoire granulitique puis rétro-morphosé quand la série sous jacente subit son premier métamorphisme prograde ;

- L'existence d'un terme intermédiaire localement blasto-mylonitique, riche en sillimanite, jalonné à sa base par des péridotites (en particulier tout autour de l'unité de Massiac) ;

- La superposition inverse des deux grands ensembles (et l'observation locale d'isogrades inverses) ;

- L'importante tectonique tangentielle dans laquelle toutes les séries sont impliquées ;

- Le sens de déversement apparent des microplis qui est constant et vers le Nord quand ils sont au voisinage du contact ;

- La présence dans le Rouergue de séries granulitiques normalement sous une même série grès-pélimitique polymétamorphique (COLLOMB 1970, NICOLLET 1977),

sont pour nous des arguments pour considérer le groupe leptyno-amphibolique et les anatexites comme un socle charrié sur l'ensemble grauwacko-pélimitique (type schistes des Cévennes) sous-jacent. C'est dans ce dernier matériel que l'on doit trouver l'origine des fluides de rétro-morphose, la tectonique liée à ces événements favorisant l'invasion de ce socle chevauchant par les fluides.

La coupe synthétique de la rive droite de l'Allier (fig. 23) résume une telle conclusion.

Compte tenu de notre modèle structural dans le Haut-Allier et dans la vallée de la Truyère il était intéressant de présenter ces résultats sur un même schéma structural réunissant ces deux régions. Après avoir remarqué que la carte de FORESTIER (1963) était fiable, nous avons parcouru toute cette région afin de vérifier les données que proposait cet auteur, de les préciser et de dégager au moins les grandes structures. De plus nous avons à notre disposition des levés inédits de MARCHANDS sur le 50/000 de Langeac, de BLADIER sur la feuille du Puy et des documents personnels sur les feuilles de Saugues, Saint-Flour, Massiac, Saint-Germain Lembron et Craponne/Arzon.



Ce sont tous ces documents que nous avons rassemblés pour dessiner le modèle structural proposé figure 24. La question qui reste soulevée c'est l'âge exact de ces événements. Peu d'âges ont été proposés dans ces régions (ROQUES et al. 1971 et CANTAGREL 1973). Les anatexies à cordièrites dans le Haut-Allier ont donné, sur roche totale, un âge de  $384 \pm 26$  M. A. (ROQUES et al. 1971). Elles représenteraient donc (compte tenu de la marge d'erreur proposée) la transition entre les cycles calédonien et hercynien (dont la limite est à 395 M.A. pour ces mêmes auteurs). Cet âge est remarquablement jeune par rapport à celui proposé pour des roches du même type datées à Aubusson :  $668 \pm 25$  M.A. (ROQUES et al. 1971). Elles sont alors non plus calédoniennes mais cadomiennes (limite cadomien-calédonien à 570 M.A.). Or dans le Haut-Allier elles auraient exactement le même âge que le granite du Velay ( $385 \pm 22$  M.A.) dont la mise en place est postérieure aux événements métamorphiques régionaux (FORESTIER 1961-1963, MERGOIL-DANIEL 1971) représentés par cette anatexie. Ceci conduit donc à considérer cet âge avec beaucoup de suspicion, et on ne peut l'utiliser.

Plus récemment CANTAGREL (1973) a publié des âges d'amphiboles du Haut-Allier, mesurés par la méthode Potassium-Argon. Ces âges sont groupés autour d'une valeur moyenne de 310 M.A. (c'est à dire Namurien-Westphalien) et datent la fin d'un métamorphisme.

Structuralement cette région appartient à la zone I de ARTHAUD et MATTE (1974), c'est à dire à la zone interne de la chaîne hercynienne. Entre autres caractéristiques on sait que dans cette zone la déformation actuellement observable s'est produite au cours d'un métamorphisme plurifacial d'abord de moyenne puis de basse pression, ce que nous avons retrouvé dans l'épaisse série quartzopélitique chevauchée.

Nous proposons que l'âge de 310 M.A. mesuré par CANTAGREL (1973) soit celui du métamorphisme tardif de basse pression.

CANTAGREL trouve également une deuxième concentration d'âges à 345 M.A. dans le Haut-Allier comme dans les séries très comparables du Rouergue, du Limousin et du Lyonnais. Cet âge serait celui de la phase 1, hercynienne précoce, typiquement antévisséenne dans les zones internes de la chaîne hercynienne, appelée par Von GAERTNER phase "Reussienne" (1968) dans la zone saxo-thuringienne et contemporaine de la tectogenèse acadienne des Appalaches.

L'orogénèse essentiellement observable dans ces régions du Massif-Central semble donc hercynienne.

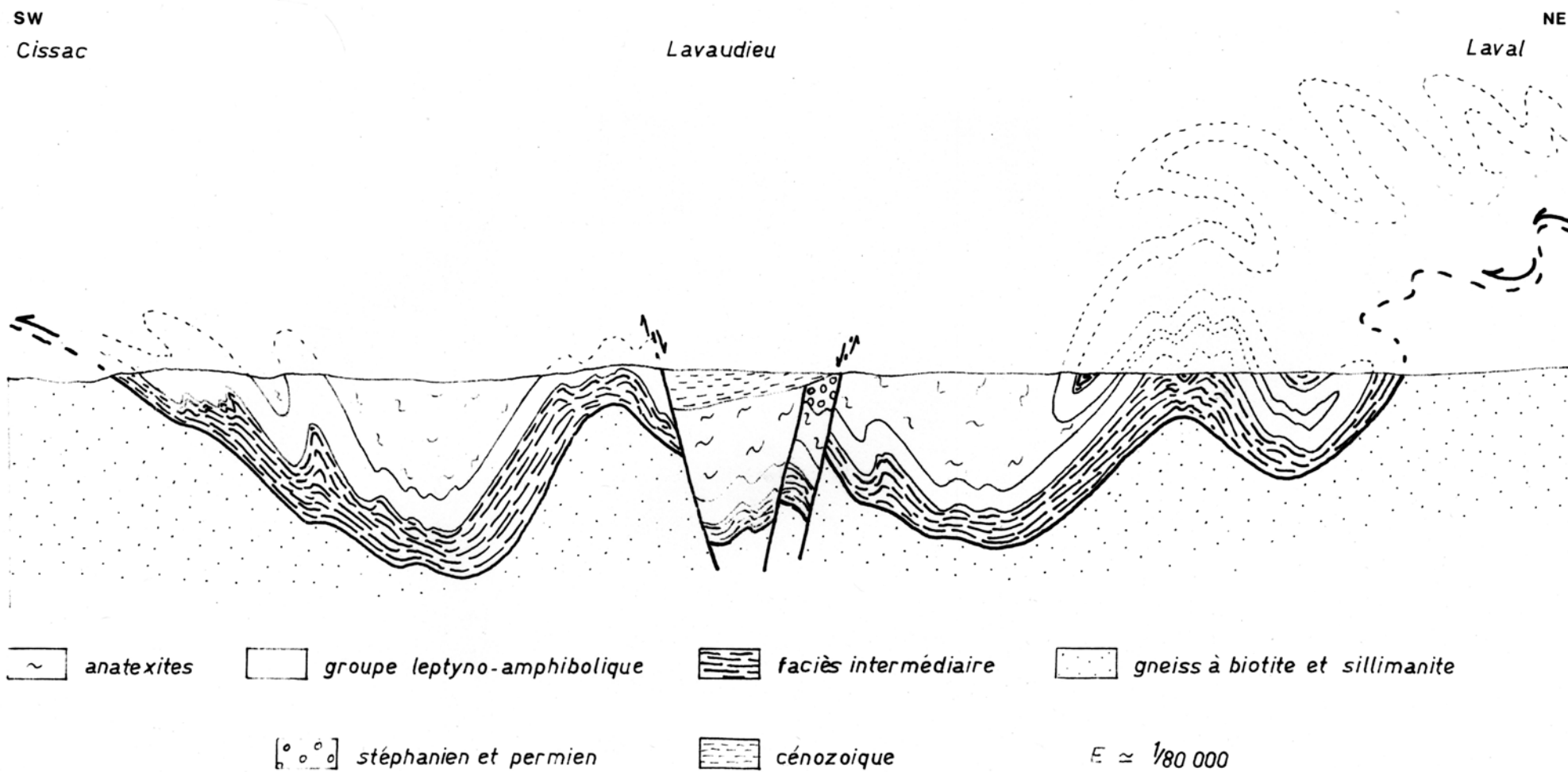


Fig23 Coupe synthétique de la région Brivadoise

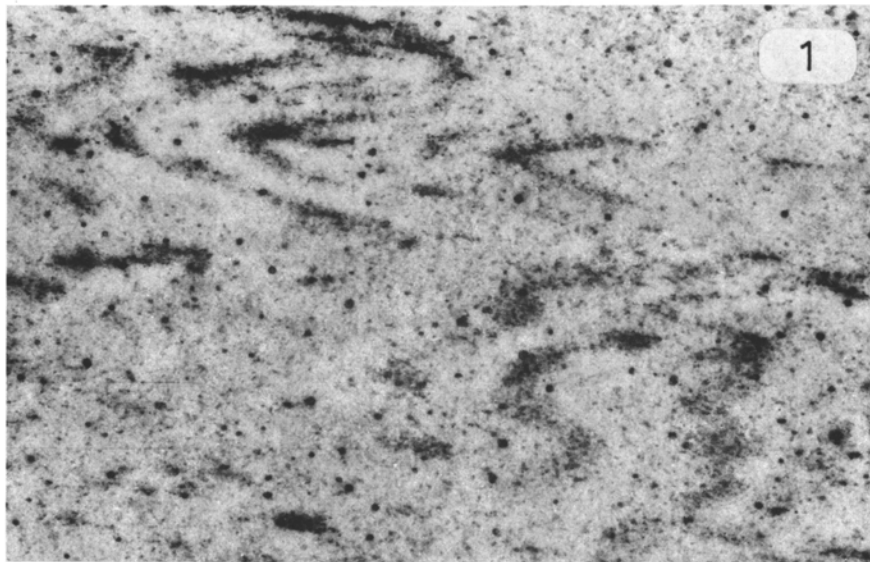


Photo 1 - Plis isoclinaux de phase ( n ) voilés par la recristallisation de la trame quartzo-feldspathique dans une granulite sans silicates d'alumine. Photo J. MARCHAND Haut-Allier Chantel.



Photo 2 - Plis isoclinaux de phase 2 dans des gneiss fins du groupe Leptyno-amphibolique. Vallée de la Truyère Garabit.



Photo 3 - Pli d'entrainement de phase 2 dans des gneiss fins du groupe Leptyno-amphibolique. Haut-Allier Faucon.



Photo 4 - Pli métrique de phase 3. Terme de transition.  
Haut-Allier Armandon.



Photo 5 - Terme de transition.  
Vallée de la Truyère près Languérou.

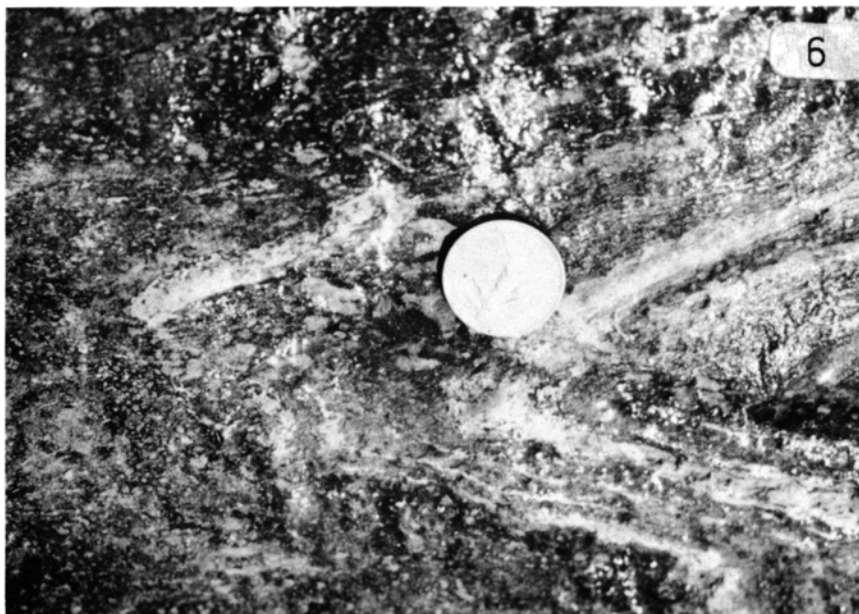


Photo 6 - Pli de phase 2 dans des gabbros coronitiques. Les taches et les cour-  
ronnes sont dans une foliation - plan axiale du pli.  
Vallée de la Truyère Chaliers.

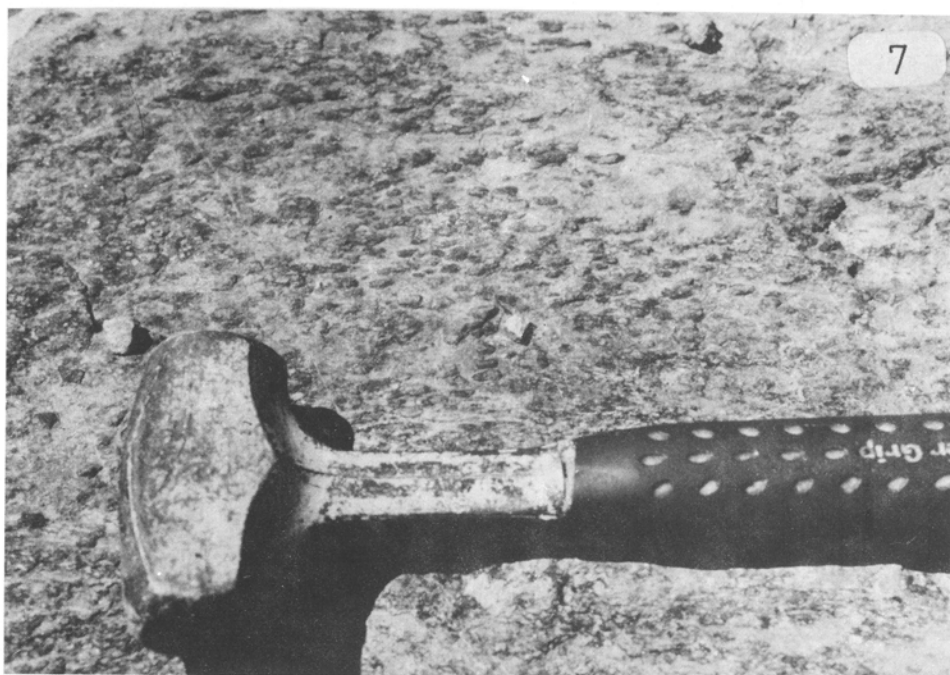


Photo 7 - Linéation de structures coronitiques. Groupe Leptyno-amphibolique.

Vallée de la Truyère

Chaliers.

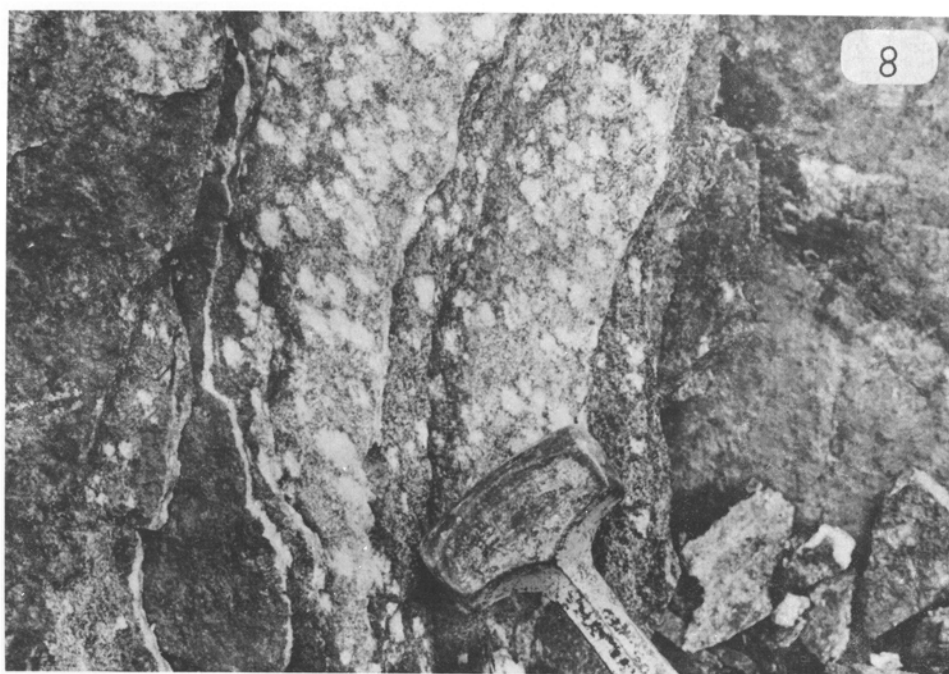


Photo 8 - Linéation de taches de sillimanite. Terme de transition.

Vallée de la Truyère

Château d'Alleuzes





Photo 9 - Boudin d'amphibolite replissé.  
Haut-Allier Cerzat de Dragon.



Photo 10 - Boudin constitué de plusieurs niveaux d'amphibolite sécants sur la foliation de l'encaissant.  
Haut-Allier Balistre.



Photo 11 - Tête de pli de phase 2 isolée (éclogite). Groupe Leptyno-amphibolique.  
Haut-Allier Lugeastre Bas.

## DEUXIEME PARTIE

ETUDE AU MICROSCOPE ELECTRONIQUE A TRANSMISSION



## INTRODUCTION

A la suite de l'étude géologique classique on voit qu'il reste quelques indéterminations sur l'histoire des séries présentées. Il était donc intéressant de savoir si une technique sophistiquée telle que celle de la microscopie électronique à transmission pouvait apporter des précisions sur les données acquises, en particulier sur les relations entre événements thermiques et tectoniques dont l'empreinte à l'échelle cristalline devrait être marquée à l'égal de celle laissée dans les métaux, céramiques et alliages par les mêmes phénomènes. Mac. LEAN (1965) a en effet souligné la similitude de comportement entre métaux et silicates, conclusion qui n'a jamais cessé d'être confirmée par les nombreux travaux au microscope électronique menés depuis sur des échantillons géologiques (olivine, quartz, micas, carbonates, pyroxènes et amphiboles).

Cette technique assez récente a été empruntée aux métallurgistes et physiciens des matériaux. Son aspect et la définition des termes utilisés, qui nécessitaient une brève présentation aux géologues qui l'ignorent pour la plupart, ont été regroupés dans l'annexe I de ce travail. Nous invitons à s'y référer pour une meilleure compréhension de la suite de cet exposé.

L'essentiel de nos travaux a été mené sur un microscope électronique à transmission (T.E.M.) à haut potentiel (1000 kv) de type A.E.I. E.M.7. installé à Londres (Imperial College). Nous avons surtout étudié les roches acides. Les échantillons proviennent des régions de Cerzat du Dragon, Seniquette, Sarniat et Azérat. Ces roches ont été décrites comme finement cristallines, avec, cependant des phénoclastes feldspathiques et du "plattenquarz". Une recristallisation y cache des plis isoclinaux et de ce fait semble post-tectonique. L'intérêt d'une telle étude au T.E.M. c'est que de nombreux travaux sur des roches déformées expérimentalement ou naturellement ont montré l'importance du rôle des dislocations dans les mécanismes de déformation tectonique plastique (Mac LAREN et al. 1967, Mac LAREN et al. 1970, Mac LAREN et al. 1972, ARDELL et al. 1973, WHITE 1973 a, 1975 b, WHITE et al. 1975) y compris lors de la recristallisation (HOBBS 1968, GREEN et al. 1970, HOBBS et al. 1972, WHITE 1973 b, 1975 c, POIRIER et al. 1975, WHITE 1976 a, et b). Les dislocations interagissent et "construisent" des sous-structures dont l'observation permet de savoir si la recristallisation est dynamique ou statique.

La technique est donc applicable au problème posé en Haut-Allier où la recrystallisation qui a un caractère post-tectonique semble associée à une linéation minérale de disthènes-biotites (ce qui est en général interprété comme dynamique).

L'observation des sous-structures créées lors de la déformation plastique permet également d'évaluer les paramètres de cette déformation. C'est ce que nous voulions mesurer à partir des roches du Haut-Allier. Mais les caractères sous-structuraux des minéraux de ces roches n'ont pas permis une telle application. C'est pourquoi nous avons complété notre travail au T.E.M. par l'étude d'une roche déformée lors d'évènements moins complexes. Un grano-diorite affecté par une faille ductile.

Nous terminerons enfin la deuxième partie de ce mémoire avec des résultats préliminaires sur une anorthosite déformée dans une faille ductile développée dans des conditions de métamorphisme élevé, en Norvège.

## I.-ETUDE DE LA RECRISTALLISATION ET DE LA RETROMORPHOSE EN HAUT-ALLIER

### 1- Etude d'une roche finement cristalline, à microstructure anastomosée, ..... polygonale, inéquigranulaire (Seniquette - Sarniat) .....

Il s'agit d'un gneiss khondalito-kinzigitique, peu affecté par la rétro-morphose. Le but de l'expérience est de savoir si la recrystallisation qui cache les plis de phase(s) n'est dynamique, et donc probablement synchrone de ces plis, ou statique, et donc due à un phénomène de recuit postérieur à ces phases.

La roche est polycristalline et polyminérale. C'est pourquoi plusieurs minéraux ont été étudiés, en particulier le quartz pour son ubiquité et les nombreuses données publiées déjà à son sujet, mais aussi les feldspaths, le disthène et le grenat, plus mal connus.

a) QUARTZ.

Il constitue l'essentiel de la trame de la roche. Optiquement il se présente soit en rubans, soit noyé dans la matrice granoblastique. La différence entre ces deux habitus n'a pu être faite au microscope électronique malgré des essais renouvelés. Il n'a toujours été possible que d'observer un ensemble cristallin polygonal dont le grain moyen est de 15  $\mu\text{m}$  (planche IA).

Le quartz est avec l'olivine le silicate le plus étudié en microscopie électronique depuis que CARTER et al. (1961) ont définitivement prouvé son comportement plastique au cours de la déformation. Son étude demeure importante car les travaux abondants qui le concernent ont permis de déboucher récemment (WHITE 1975, 1976, HEARD 1976) sur la possibilité empirique de quantifier divers paramètres de la déformation.

Dans nos roches le quartz ne s'y prête hélas pas. Deux lois sont généralement admises :

- l'une (WEERTMAN 1968) relie la taille  $d$  des sous-grains à la contrainte  $\sigma$  appliquée ; en effet les physiciens du solide ont montré que les sous-grains semblent se former dès le début de la déformation et que leur taille reste ensuite constante. Des données empiriques montrent que cette taille ne dépendrait pratiquement pas de la température mais de la contrainte appliquée, ce qui s'écrit :

$$d = L \left( \frac{\sigma}{\mu} \right)^p$$

où  $L$  est une constante de proportionnalité,  $p$  a une valeur d'environ  $-1/2$  et  $\mu$  est le module moyen de cisaillement. Cette équation n'a pu être utilisée car les sous-grains observables dans ces quartz sont d'une part fort rares, et d'autre part ont des tailles très variables (de 3 à plus de 30  $\mu\text{m}$ ). Leur forme elle-même varie ; on rencontre des sous-grains allongés dans une direction variable (apparemment aussi bien prismatique que basale) ou équidimensionnels.

- La deuxième équation possible relie la densité de dislocation  $\rho$  à la même contrainte appliquée (WEERTMAN 1970). En effet les dislocations sont associées à un champ de contrainte (FRIEDEL 1964) et elles agissent l'une sur l'autre. Si la population observée est en équilibre, elle crée dans le cristal considéré une énergie interne en équilibre avec celle du champ de contrainte auquel le cristal est soumis. Un tel raisonnement théorique a été souvent retrouvé empiriquement et la loi s'écrit :

$$\rho = K \left( \frac{\sigma}{\mu} \right)^n$$

où K est aussi une constante de proportionnalité et n une constante légèrement supérieure à 1 (ORLOVA et ČADEK 1973). Le nombre de dislocations libres dans les quartz de ces roches est apparu comme assez faible. Mesurée par la méthode des intersections, la densité varie de  $9.10^6$  à  $1,4.10^7 \text{ cm}^{-2}$ , alors que les densités courantes sont de l'ordre de  $10^8 - 10^{10}$  dans le quartz déformé naturellement.

En appliquant cette formule (avec  $\mu \approx 3.3 \cdot 10^{11} \text{ dyne cm}^{-2}$ ) on obtient une contrainte  $\sigma \approx 350 \text{ bars}$  ce qui constitue un ordre de grandeur plausible et cohérent avec les valeurs admises en géologie, surtout à l'échelle régionale comme c'est le cas ici.

Ces dislocations ont l'aspect typique de celles connues dans le quartz (planche 1B) : tortillons non orientés et boucles de dislocations. Ces dernières sont suffisamment abondantes pour prouver que la montée des dislocations a été un mécanisme important de la déformation du quartz, qui a donc subi une restauration. En fait le résultat obtenu ne peut être considéré comme valable que si la population, de dislocations mesurées est en équilibre ; c'est donc la première chose à vérifier. Or l'observation de ces dislocations montre qu'elles sont fixées et décorées par des inclusions fluides (planche 2). L'équilibre de ces dislocations est donc perturbé et celui observé ne correspond pas à l'équilibre établi lors d'une déformation précédente. La décoration des dislocations dans le quartz est considérée comme due à un épisode à température élevée, comme par exemple un métamorphisme de contact (WHITE 1975c). Ce phénomène de précipitation de particules sur les dislocations, sous-joints, joints, mâcles et défauts d'empilement en fonction surtout de la température est bien connu des métallurgistes

(HOUVION et al. 1975, KÖSTER 1974). La localisation de telles bulles sur des défauts de la structure cristalline est également connue dans les lherzolites du manteau (GREEN et RADCLIFFE) et leurs minéraux constituants (olivine, orthopyroxène type enstatite et clinopyroxène). Dans ces péridotites, comme dans nos roches, ces bulles ont les mêmes caractéristiques que celles précipitées expérimentalement par les métallurgistes et les céramistes (DAS et al. 1968, ROWCLIFFE et al. 1966) ou dans le quartz (GRIGGS 1967, Mac LAREN et al. 1969), c'est-à-dire qu'elles ont une taille inférieure à la résolution d'un microscope optique et qu'elles sont préférentiellement localisées sur des défauts planaires ou linéaires (ce qui est le cas des dislocations des joints et des sous-joints). On sait que lors de la recristallisation ces inclusions sont balayées par les joints qui migrent, puis elles grandissent par migration et coalescence sur ces joints (KÖSTER 1974). Chronologiquement il faut situer la croissance et la mise en place de ces bulles comme postérieures à la formation des sous-grains observés. Comme les quartz possèdent des caractères de minéraux non déformés ils révèlent une recristallisation primaire due à un recuit statique de la roche.

Nous attribuons donc la génération de ces bulles à un épisode statique à température élevée. Cet épisode s'est certainement accompagné de migrations de joints et de sous-joints, ce qui a "nettoyé" les cristaux, a donc modifié la densité de dislocation et finalement diminué l'énergie interne de l'ensemble polycristallin. La densité de dislocations ne peut donc être utilisée dans la détermination de la contrainte recherchée. Les observations faites sur les dislocations du quartz sont en accord avec celles de Mac LAREN et al. (1969) qui, expérimentalement, ont observé qu'au-dessus de 500°C, lors de la recristallisation primaire du quartz, des petites bulles se fixent sur les dislocations dont la densité est faible.

#### b) FELDSPATHS

Ils constituent l'ensemble minéral le plus important après le quartz. Ils sont présents sous la forme de petits cristaux optiquement non mâclés dans la trame, ce qui les rend difficiles à distinguer du quartz. Les travaux sur le comportement de ces silicates lors de la déformation sont assez rares, aussi bien en étude expérimentale (BORG & HANDIN 1966, BORG & HEARD 1969, 1970, MARSHALL et al. 1976) que sur des échantillons naturels (SEIFERT 1965,

LAWRENCE 1970, KEHLENBECK 1972, VERNON 1975a, WHITE 1975). Cependant on sait que, dans le faciès granulite en particulier, les plagioclases peuvent recrystalliser, certainement sous l'influence de mouvements de dislocations (KEHLENBECK 1972, MOORE 1973, VERNON 1975a). Nos propres résultats sur ces minéraux ont l'intérêt de confirmer l'importance d'un épisode statique générateur d'une recrystallisation "primaire" dans les granulites de haute pression.

Cet épisode statique est également à l'origine des décorations de dislocations par des inclusions (planche 3) dans l'orthose. La densité de ces dislocations est assez importante et même supérieure à celle du quartz puisqu'elle est de  $10^8$  lignes  $\text{cm}^{-2}$ . Ces dislocations étant parallèles aux axes a, b et c cristallographiques, les boucles ont l'aspect rectangulaire qu'on leur voit sur la planche 3. Ces dislocations sont essentiellement parallèles au plan {010}; la présence de sous-grains n'est pas exclue mais n'apporte aucune indication (planche 3).

Dans les plagioclases, seules des mâcles primaires dues à leur (re) cristallisation ont été observées. Les dislocations y sont rares (planche 4).

c) GRENAT (planche 5)

Quelques grenats ont été observés mais n'apportent aucune indication. Les photographies sont très "tachées" et il est difficile de dire si ce résultat est la conséquence de la détérioration (alors immédiate) du grenat sous le faisceau d'électrons ou lors de l'amincissement par bombardement ionique, ou bien doit être interprété comme des antiphases, ce qui serait alors le caractère majeur des grenats. A notre connaissance, il n'existe aucune autre observation de ce minéral en T.E.M. c'est pourquoi nous présentons deux photos à titre d'exemple.

d) DISTHENE

Peu de données existent sur ce silicate d'alumine. On sait qu'il ne doit posséder qu'un ou deux systèmes de glissement d'où sa faible ductilité par rapport au quartz qui en possède au contraire assez pour satisfaire les critères de Von Mises. C'est d'ailleurs ce que confirment les observations courantes



menées au microscope optique grâce auquel on remarque que les mécanismes de déformations dominants dans le disthène sont flexion, pliage et polygonisation (LAURENT 1974).

Nous avons découvert la présence de nombreuses dislocations d'aspect proche de celles du quartz (planche 6) ; Leur densité moyenne, mesurée par la méthode des intersections est de  $1,9 \cdot 10^8 \text{ cm}^{-2}$ . Une faible décoration a été mise en évidence sur ces dislocations qui s'organisent parfois en sous-joints serrés parallèles à  $\{001\}$  (planche 7). L'abondance de défauts d'empilement annoncée par VERNON (1976) a été vérifiée, et ils constituent le trait majeur des sous-structures dans le disthène. Ces défauts, parallèles au plan (100) (comme l'avait prédit RALEIGH (1965) pour des raisons cristallographiques) correspondraient à un glissement parallèle à la direction  $\langle 001 \rangle$ . Le plan de clivage principal dans le disthène est un plan de glissement préférentiel, mais de façon moins exclusive que pour les micas (ETHERIDGE et al. 1974). On remarquera que quelques très rares défauts d'empilement semblent décorés par des inclusions (ou des exsolutions) (planche 8A). L'abondance de vides sur le plan (001) et de dislocations non décorées laisse penser que les disthènes ont été très sensibles aux phases de déformations postérieures à l'épisode statique, à peine apparent dans ce minéral.

## 2- Evolution de ces microstructures au cours de la rétro-morphose .....

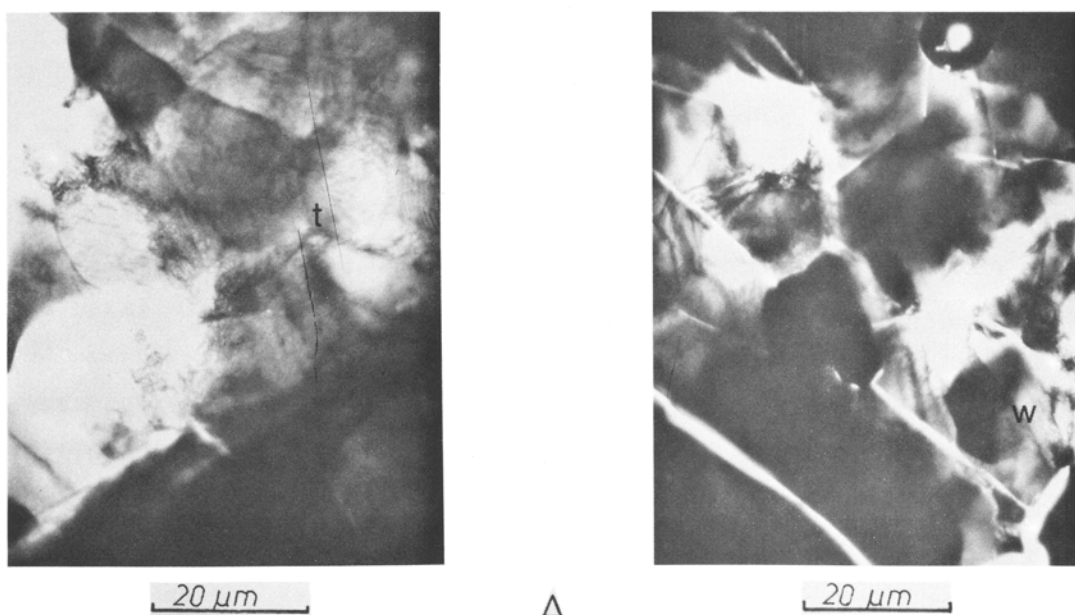
Ce travail a pu être fait après un échantillonnage systématique relevé tous les cinq mètres à travers une zone de transition entre gneiss khondalito-kinzigitique typique et anatexite.

Nous avons étudié au T.E.M. les douze spécimens de ce prélèvement :

### a) QUARTZ

On a sur les dix premiers mètres, confirmation de la recristallisation primaire trouvée ailleurs. Les bulles décorent les dislocations et les sous-joints (planche 9B). puis, toute inclusion liée à des défauts du réseau cristallin disparaît tandis que les sous-grains prennent parfois une taille trop grande pour être mesurée au T.E.M. La densité des dislocations semble augmenter légèrement (une moyenne de  $2 \cdot 10^8 \text{ cm}^{-2}$  qui donnerait une contrainte de 500b).

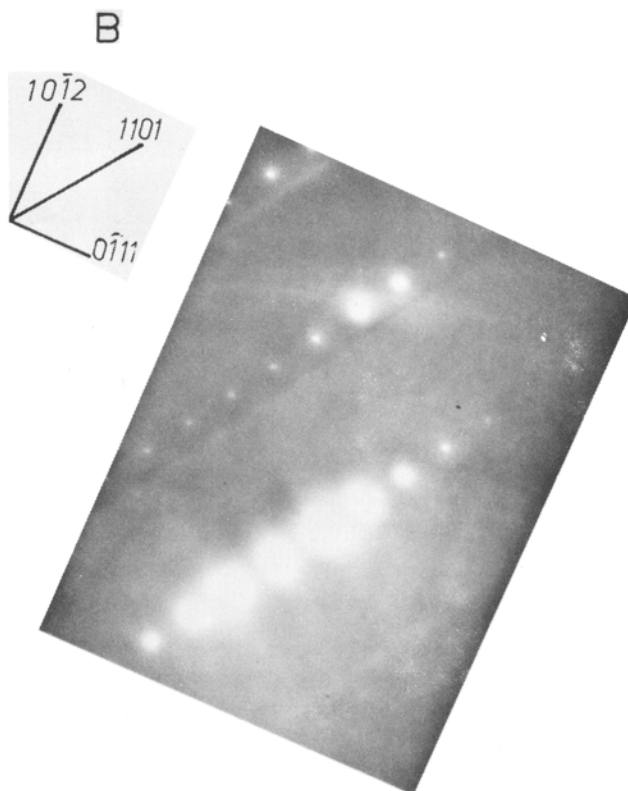
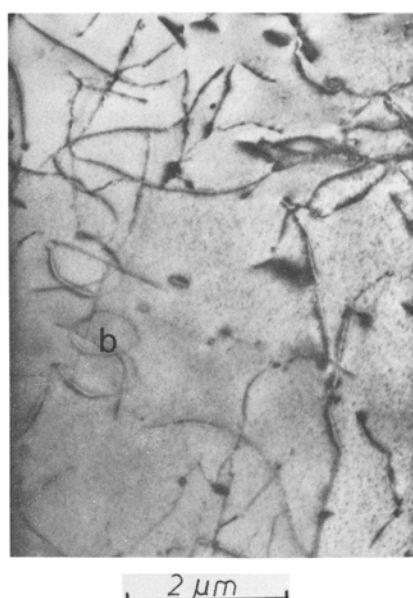




A

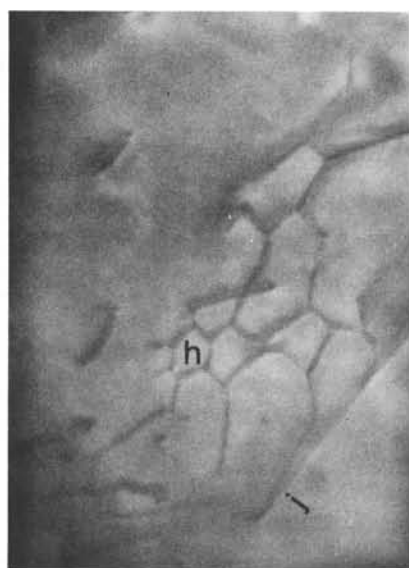
A : Trame d'un gneiss khondalito-kinzigitique : le grain est homogène et de faible taille (moyenne 15  $\mu\text{m}$ ).

Les cristaux sont polygonaux, peuvent contenir des sous-joints (w). les joints se réunissent en des points triples (t).

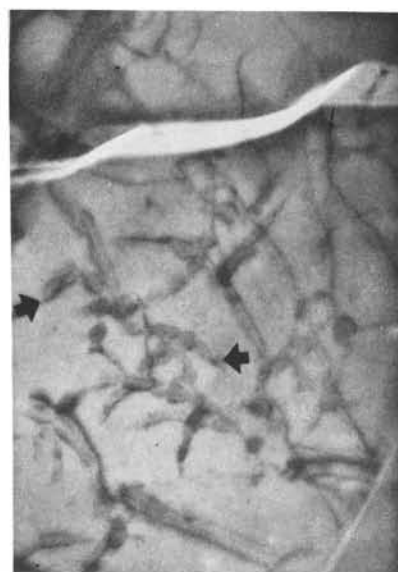


B

B : Dislocations dans le quartz : tortillons sans orientation cristallographique préférentielle, et boucles de dislocation (b). A droite, réseau diffracté correspondant et sa solution.



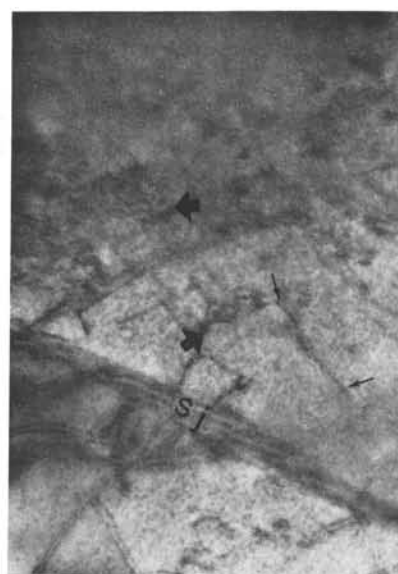
2 μm



2 μm



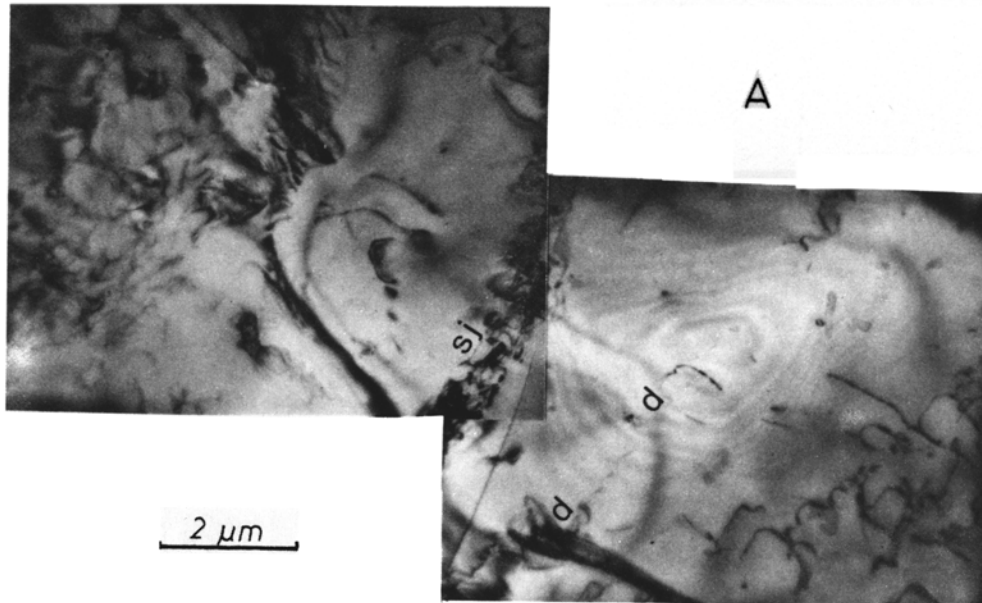
2.5 μm



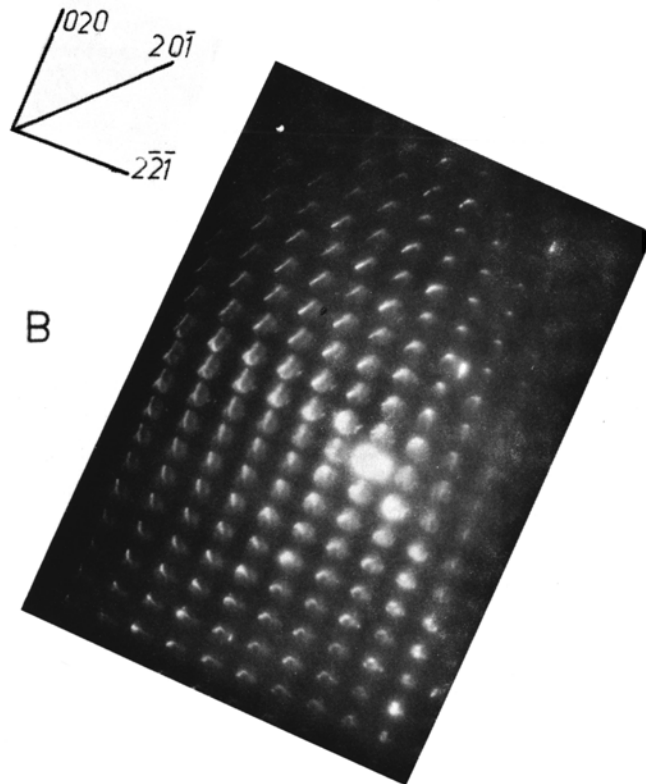
2.5 μm

Réseau hexagonal de dislocations qui interagissent en des noeuds (h), preuve de restauration dans le specimen.

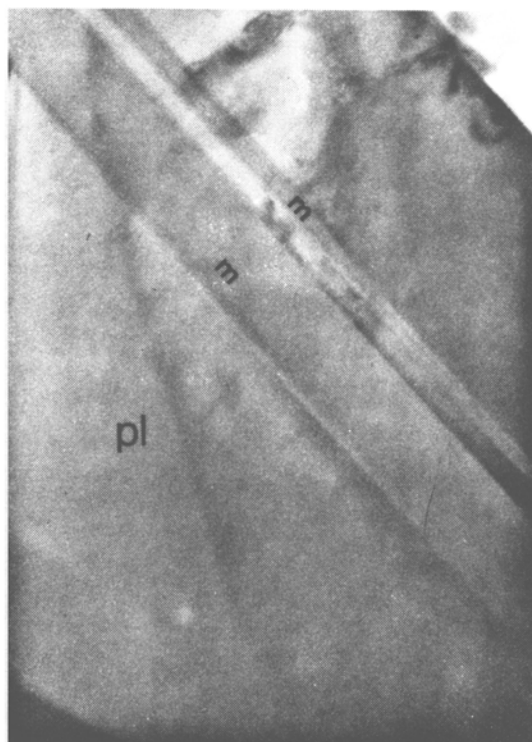
Décoration des dislocations dans le quartz d'un gneiss khondalito-kinzigitique (Seniquette). Les inclusions (indiquées par les grosses flèches) fixées sur les dislocations leur confèrent un aspect en "collier de perle". Remarquer la présence de dislocations non décorées (flèches fines) postérieures, et de sous-joints (s.j.).



A : Dislocations (d) et sous joints (s.j.). Ces derniers sont formés par enchevêtrement des dislocations.

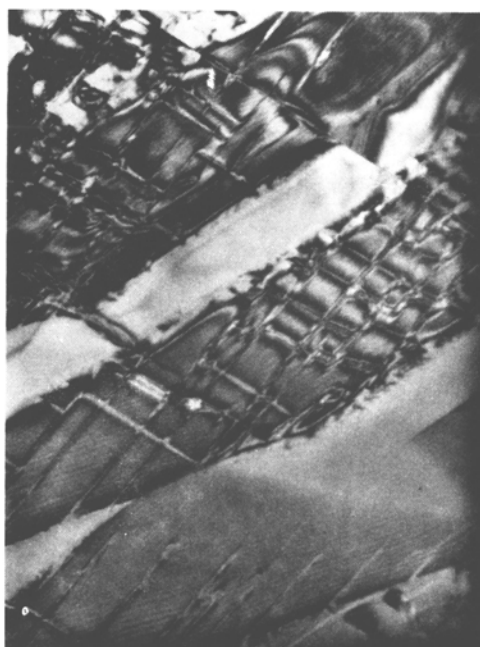


B : Décoration des dislocations parallèles à  $\{010\}$  (grosses flèches) tandis que les autres ne sont pas décorées ( fines flèches ).  
Les dislocations, parallèles aux axes a, b et c cristallographiques, donnent des boucles (b) d'aspect rectangulaire.

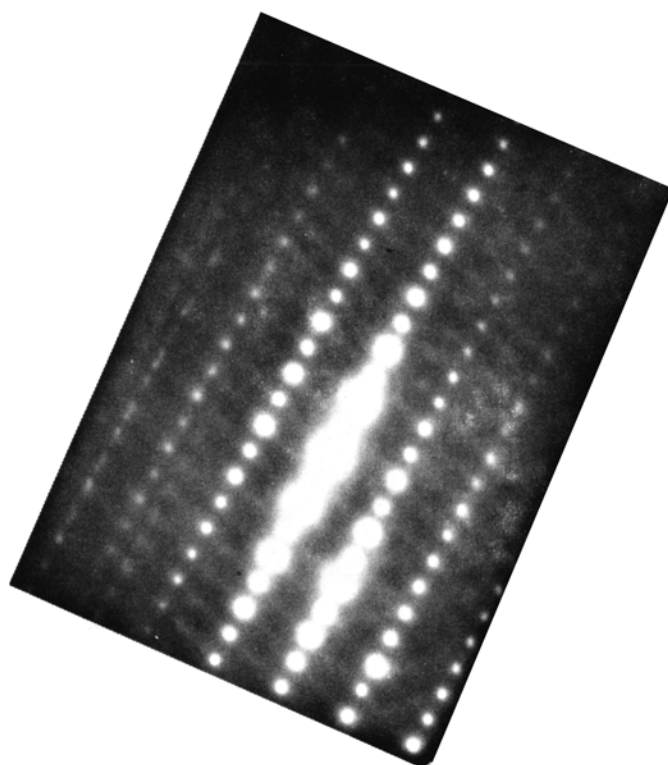


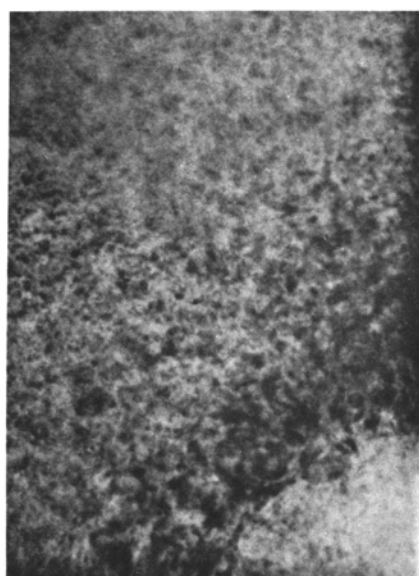
1  $\mu\text{m}$

Plagioclase d'un gneiss khondalito-kinzigitique. Faible densité de dislocation, m $\hat{a}$ cles réguli $\grave{e}$ res (m) et exsolutions probables (en bas).

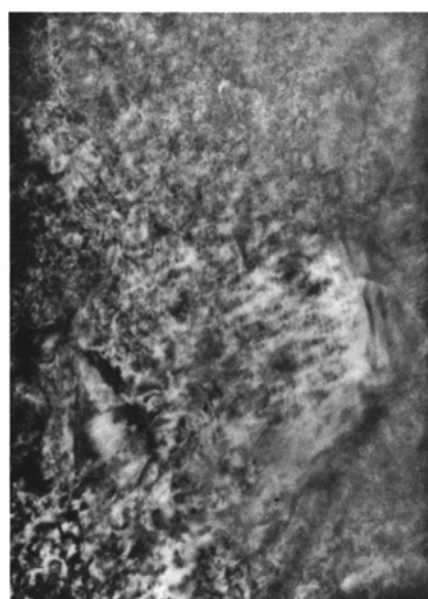
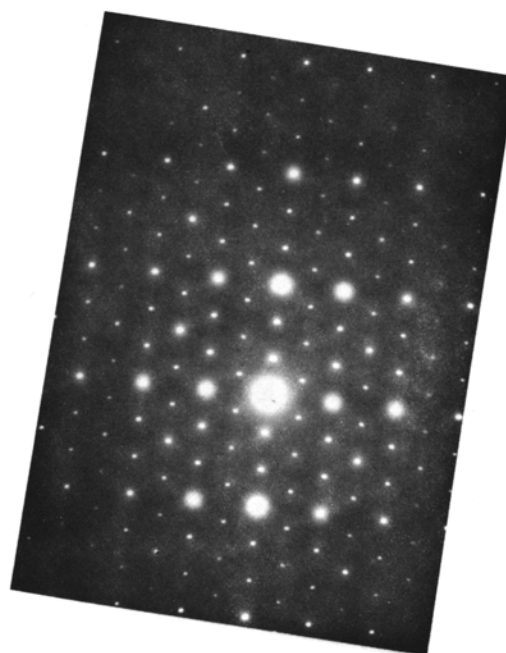


2  $\mu\text{m}$





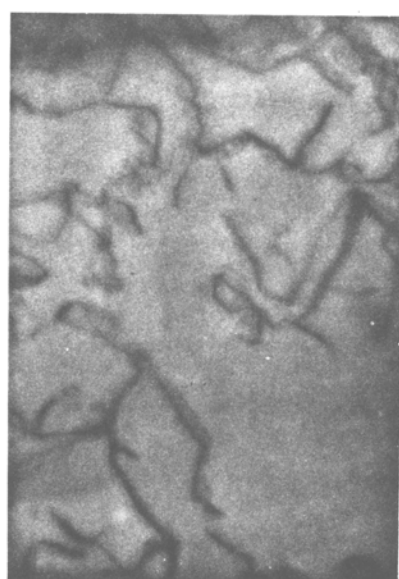
1 μm



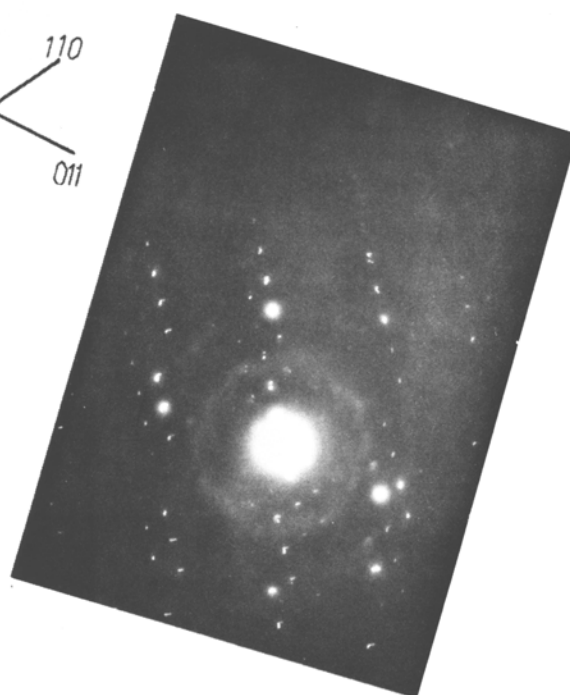
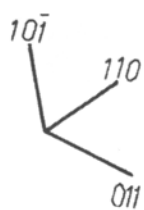
1 μm

Grenats : L'aspect sale des clichés peut-être dû soit à la détérioration du spécimen sous le faisceau d'électrons(ou lors de l'amincissage par bombardement ionique), soit à des phénomènes intracristallins comme des antiphases.

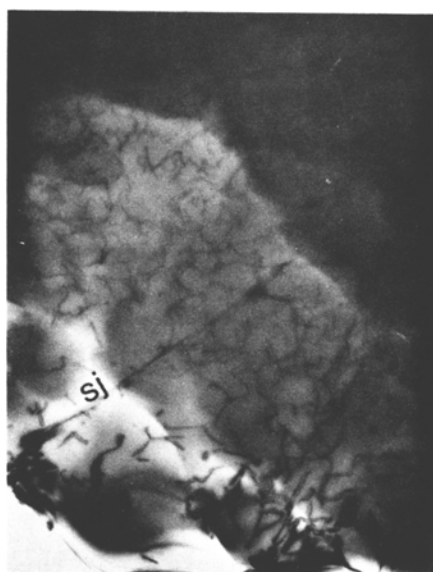
Remarquer le réseau diffracté typique d'un système cubique.



1 μm



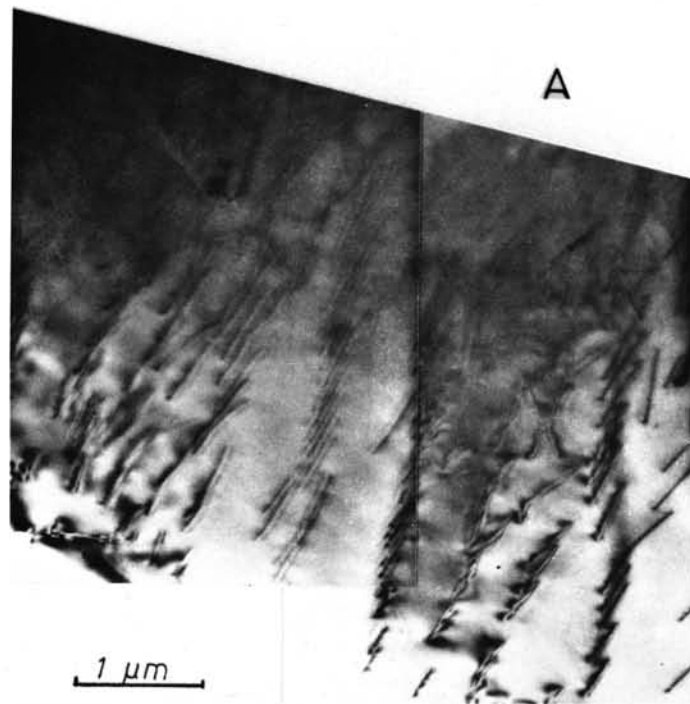
Dislocations et sous-joints (s.j.) dans du disthène (gneiss khondalito-kinzigitique, Sarniat). Ces dislocations sont des tortillons sans orientation cristallographique évidente.



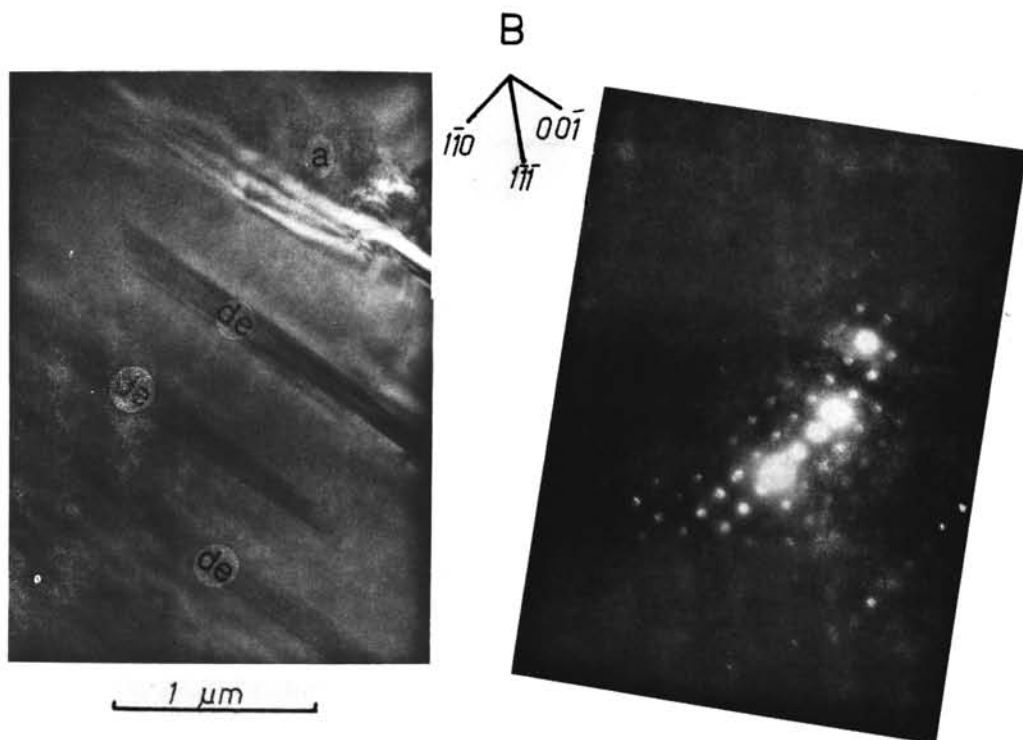
5 μm



1 μm

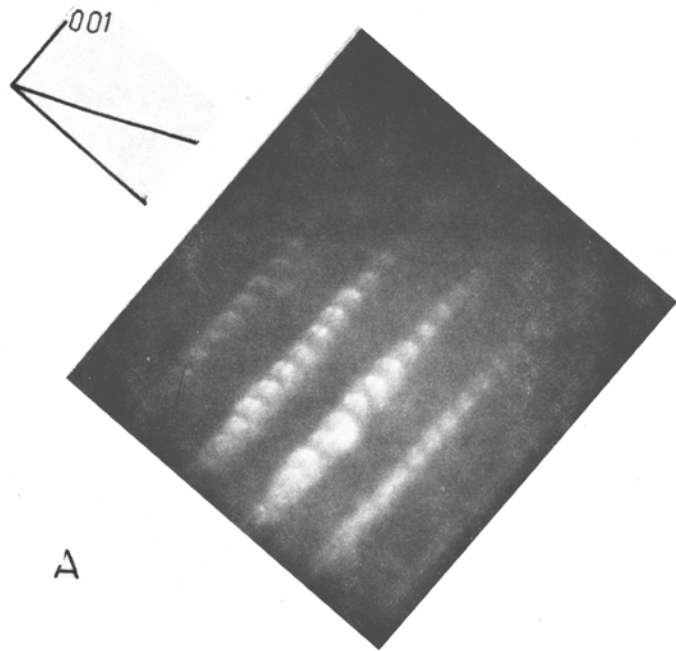
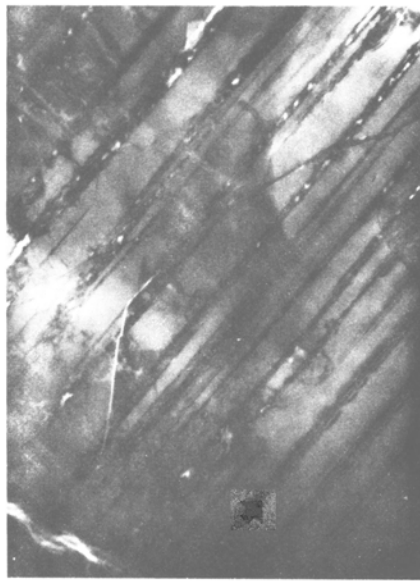


A : Sous joints parallèles à (001) et serrés.



B : Défauts d'empilement (de) soulignés par les franges. En (a) altération du minéral (en micas blanc ? déterminé optiquement).

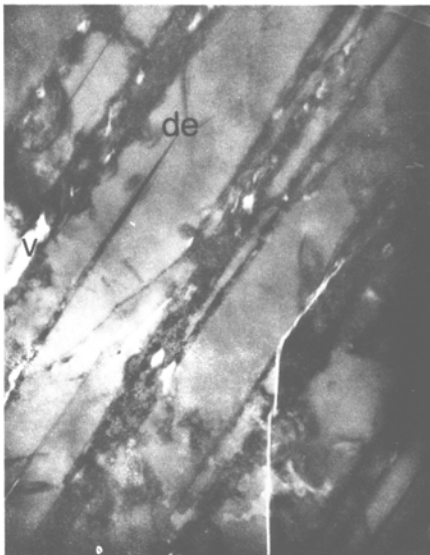




A

A - B : Décoration de défauts d'empilement parallèles à (001) (grosse flèche) et altération sur les plans de clivage soulignés par des vides (v).

B



C



C : Défauts d'empilement arrêtés par des dislocations (f). Invasion de l'altération sur ces plans de glissement, et dans les zones les plus déformées (i).



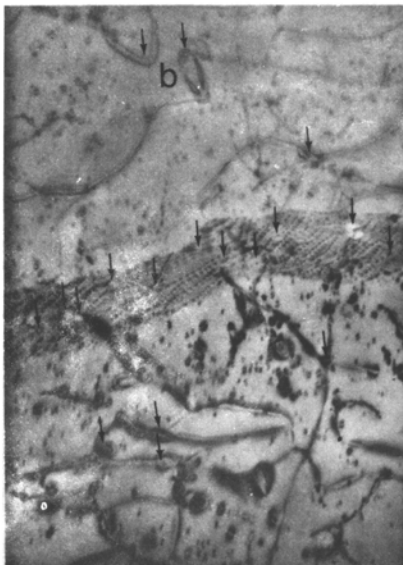
A



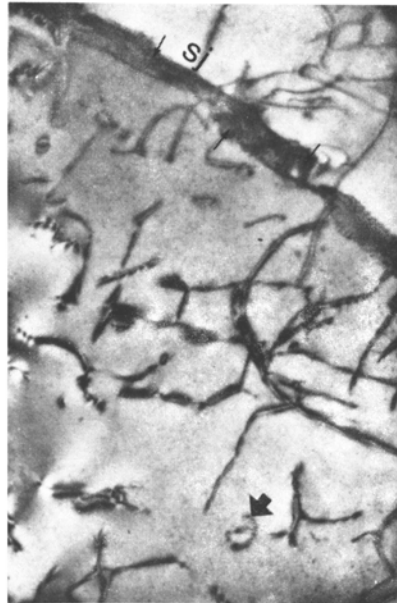
20 μm

20 μm

A : Trame d'une roche granulitique en voie de rétrogenèse (Azérat).  
Forme et taille irrégulière des grains, haute densité de dislocations au voisinage des joints (AZ III).



B



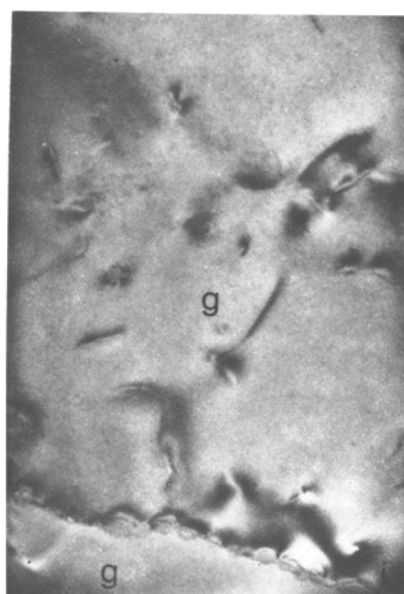
2 μm

1 μm

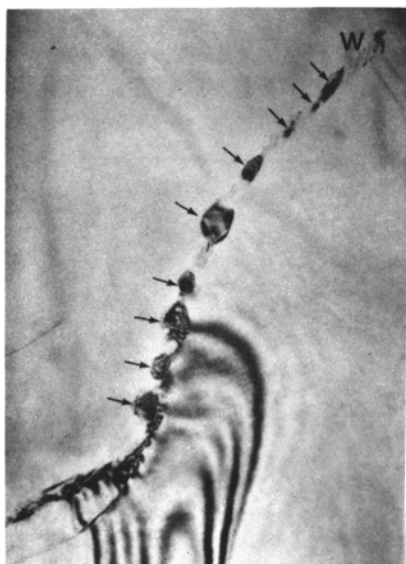
B : Décoration des dislocations (b) et des sous-joints (s.j.) par des inclusions (flèches) dans le quartz d'un gneiss khondalito-kinzigite frais (Azérat, échantillon AZ I).



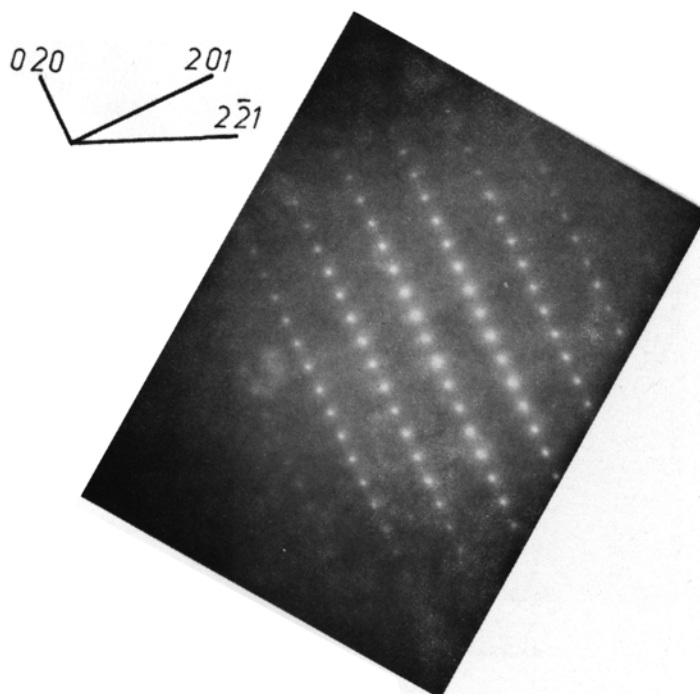
$2 \mu\text{m}$



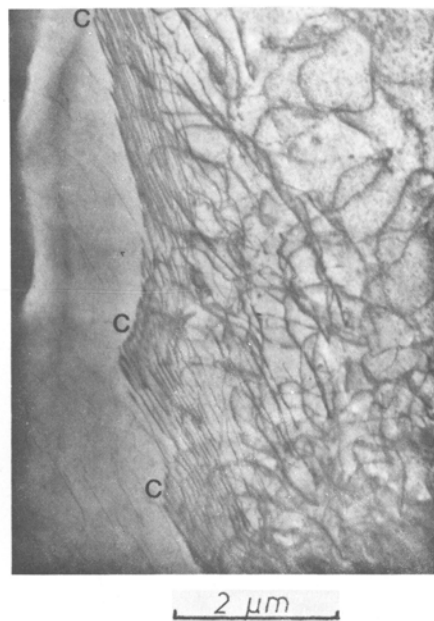
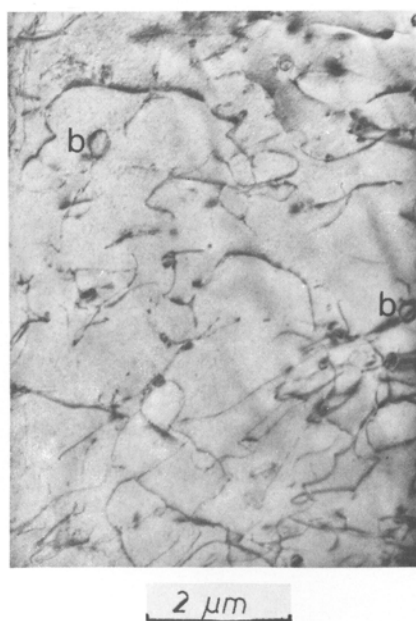
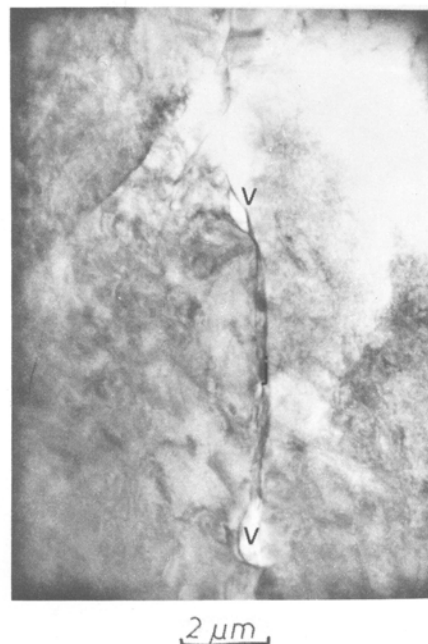
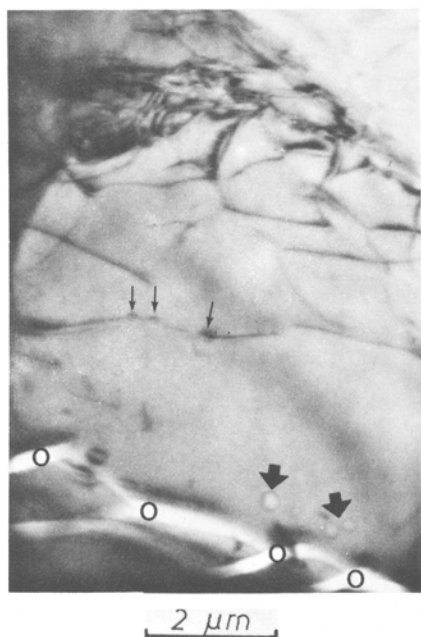
$1 \mu\text{m}$



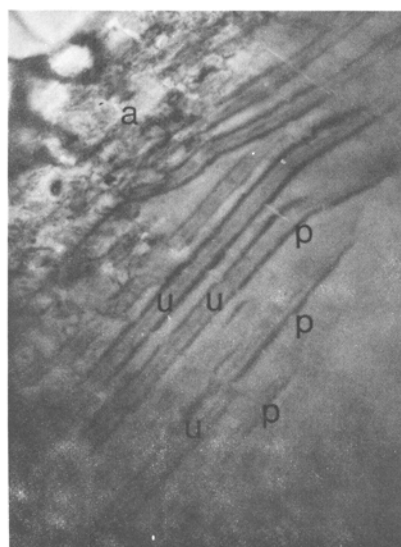
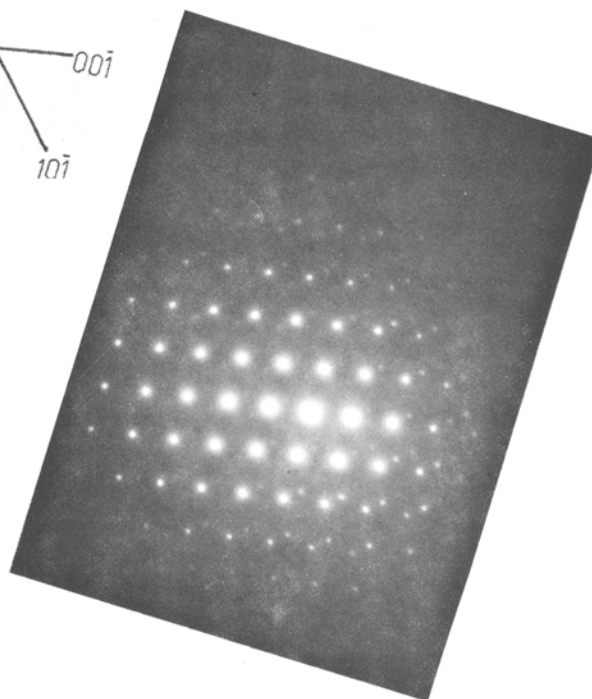
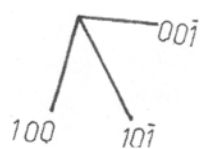
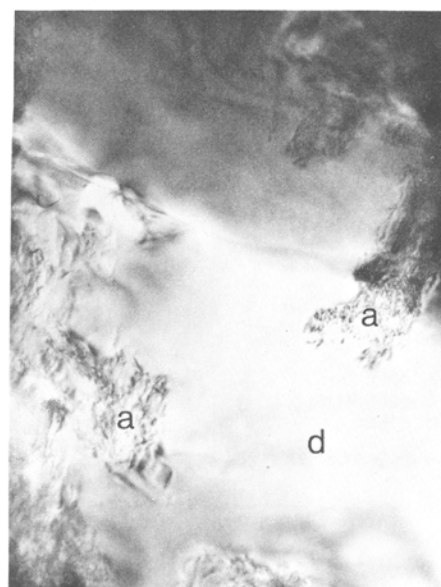
$2 \mu\text{m}$



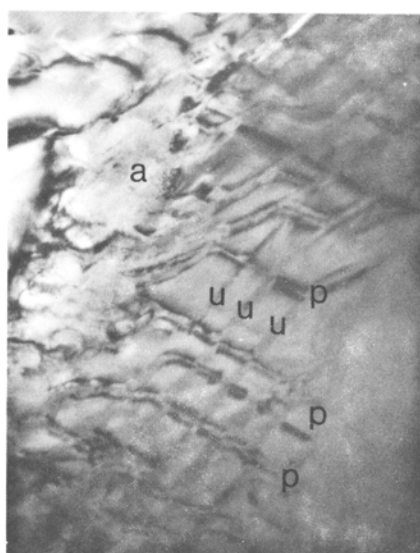
Décoration de sous-joints (w) dans l'orthose (Az II).  
Remarquer la faible densité de dislocations dans les cristaux (g).



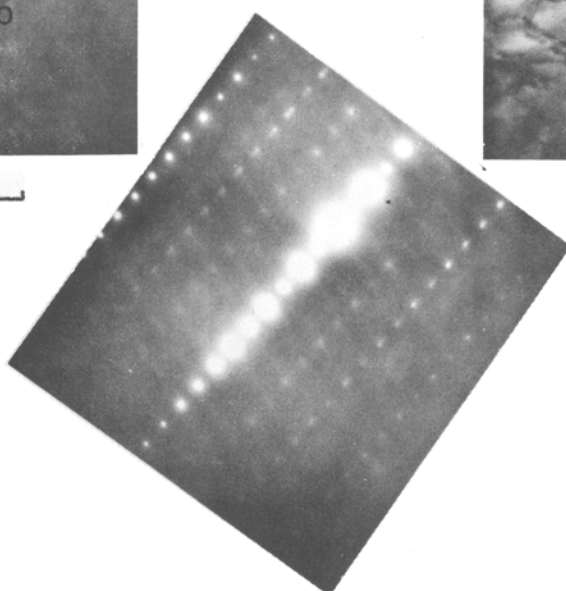
Développement d'inclusions (grosses flèches), dans le cristal au cours de la rétro-morphose, tandis que les dislocations décorées (fines flèches) deviennent minoritaires (AZ V). Les vides (v) apparaissent sur les joints où ils ont une forme d'amande (AZ IX). Dans les anatexites encaissantes (AZ XI) le quartz contient des dislocations et des boucles de dislocation (b). La forte densité de dislocations liée aux irrégularités (c) de joint (plus de  $10^{12} \text{ cm}^{-2}$ ), et les vides sur les joints (o,v) suggèrent que la déformation dans les anatexites se situe également au niveau des joints.



2 μm



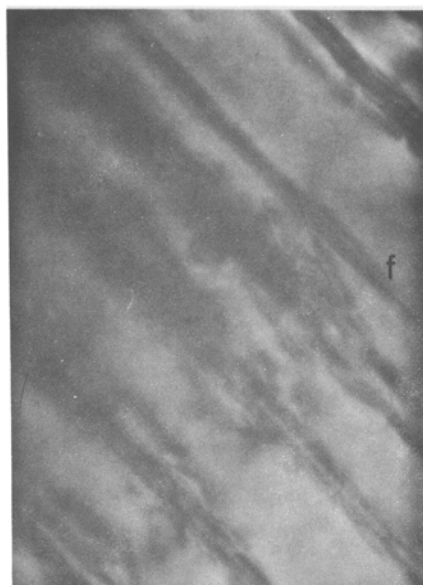
2 μm



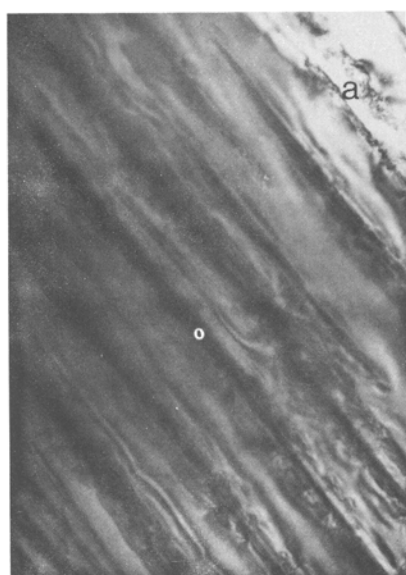
Invasion de disthène (d) par de la sillimanite (a), longitudinalement (a,p) et latéralement (u).



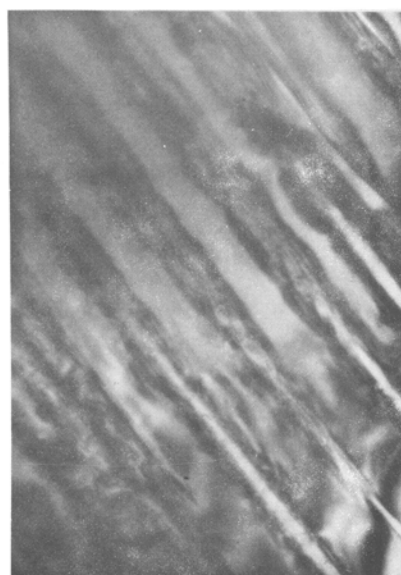
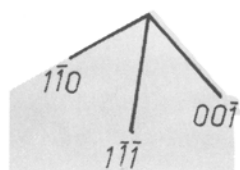
1  $\mu$ m



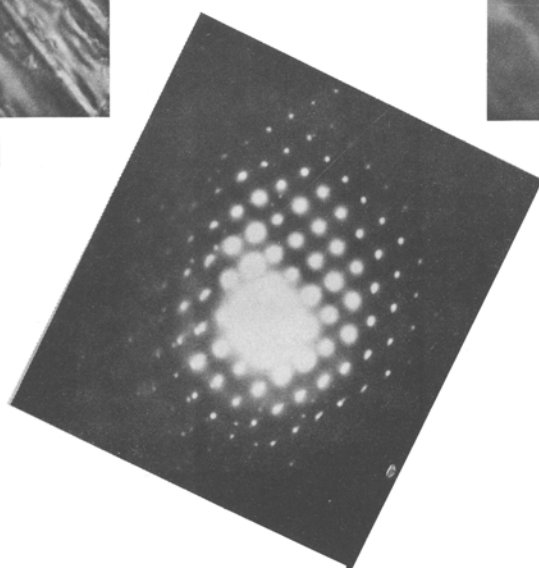
1  $\mu$ m



2  $\mu$ m

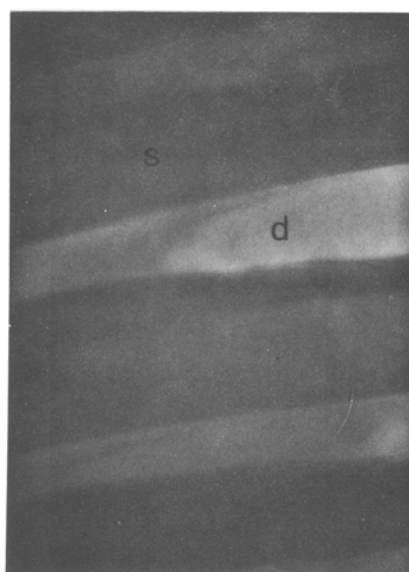
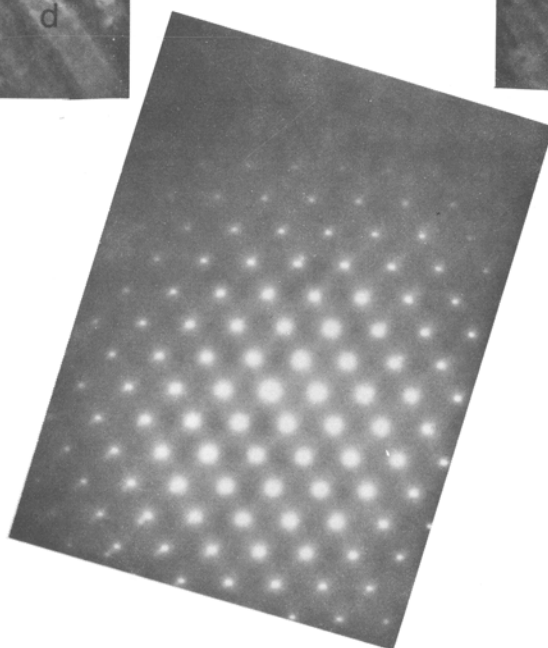
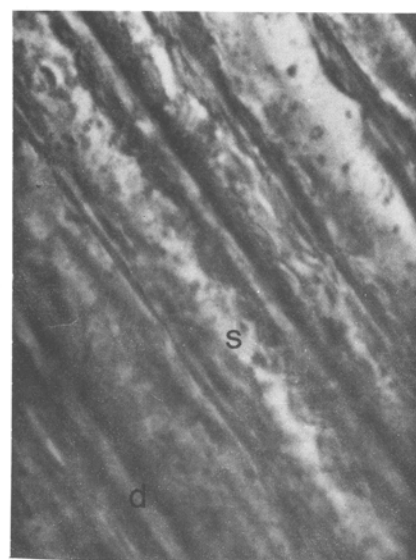
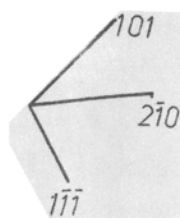
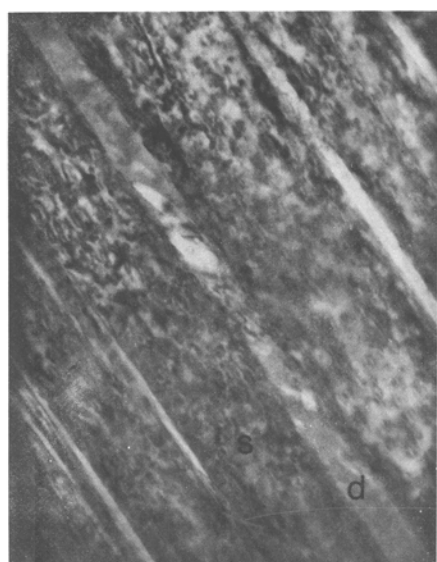


2  $\mu$ m



Développement de la sillimanite dans les défauts d'empilement du disthène (f). Cette invasion longitudinale se développe ensuite latéralement à partir de ces défauts.





Invasion latérale à partir de défauts d'empilement du disthène (d) par de la sillimanite (s).



Donc, après l'évidence de la recristallisation primaire liée à la croissance minérale et conservée dans les paragenèses les plus granulitiques, le quartz acquiert rapidement de nouveaux caractères sous-structuraux qui sont ceux observés dans les anatexites, sans rien garder des premières structures de dislocations. Les bulles observables sont isolées dans le cristal lui-même (planche 11). Ces inclusions regroupées sur les joints forment des vides de forme lenticulaire (planche 11). Ces vides et la haute densité de dislocations (planche 9 et 11) au niveau des joints prouvent l'importance des processus intercrystallins dans les anatexites. Il est probable qu'alors ce quartz, comme le propose PHILIPS (1965) recristallise ensuite à différents stades de la déformation de la roche.

b) FELDSPATHS

Les mêmes phénomènes se développent (planche 10). Les inclusions migrent en marge des cristaux ainsi nettoyés. Elles s'associeraient en germes de composition chimique en équilibre avec le nouveau faciès tectonique.

c) DISTHENE

L'altération et les exsolutions se développent dans le plan (001) et envahissent de plus en plus le minéral, d'abord le long de ces plans (planches 12 et 13) puis latéralement à partir des défauts d'empilement (planches 12, 13 et 14). Les observations optiques permettent de penser que cette invasion est faite par de la sillimanite.

3- Conclusion  
.....

L'étude au microscope électronique à transmission de différents minéraux des paragenèses granulitiques acides prouve l'existence d'un épisode statique à haute température postérieur aux déformations observées dans ces roches où elles ont donné une foliation et des plis. Cette étude permet également de démontrer le remaniement total de toutes les microstructures de dislocations dans tous les minéraux lors de la réhydratation de ces paragenèses. L'intervention des dislocations lors de cette amphibolitisation permet de souligner le caractère syntectonique de ce phénomène. L'analyse au T.E.M. confirme l'existence d'un

épisode statique dans l'histoire géologique de nos échantillons, épisode que nous supposons sans pouvoir le démontrer. Il reste à savoir si cet épisode statique est simultané avec celui qu'ALBAREDE (1976) a récemment étudié. Cet épisode qui serait alors adiabatique interdit par ailleurs toute spéculation sur les paramètres de déformation puisque les sous-structures décorées ne sont pas en équilibre. Cette étude laisse présager de phénomènes très complexes à l'échelle cristalline, chimiques et physiques, lors de la rétro-morphose.

## II.-ETUDE DES PARAMETRES DE DEFORMATION DANS UNE FAILLE DUCTILE

L'une des applications de la microscopie électronique à transmission à la géologie structurale est l'évaluation des paramètres de la déformation plastique étudiée. Et c'est à l'heure actuelle la seule technique qui permette d'approcher de tels résultats. Nous avons donc essayé d'utiliser cette méthode sur un exemple simple : il s'agit d'une faille ductile échantillonnée dans le Rouergue (Sud Ouest du Massif Central français). Elle a joué dans un climat du faciès métamorphique schiste vert (environ 350°C) hercynien (MATTE et al. 1976). La roche affectée est un granodiorite dont la microstructure a été décrite en détail par LAURENT (1977) qui a également étudié l'évolution des "fabriques" depuis les épontes jusqu'au centre de la faille.

Après avoir rapidement décrit les sous-structures des principaux minéraux de la roche nous discuterons les résultats qu'elles permettent d'obtenir sur les paramètres possibles de la déformation impliquée.

### 1- Description de sous structures de dislocation

#### a). QUARTZ

Depuis les premiers travaux expérimentaux sur le quartz (CARTER et al. 1961, 1964, CHRISTIE et al. 1964, CHRISTIE et GREEN 1964, GRIGGS et al. 1964, BAETA et al. 1967, Mac LAREN et al. 1967) on sait que la déformation plastique de ce minéral est due au mouvement des dislocations. WHITE (1973a) a en particulier montré que les traits optiques de déformation sont à relier aux sous-structures engendrées par ces défauts cristallins. A l'égal de ce qu'ont décrit Mac LAREN et al. (1970) et Mac LAREN et al. (1972) on retrouve dans le quartz étudié des dislocations libres à l'intérieur de sous-grains (planche 15).

Elles ont l'aspect typique qui leur est connu dans le quartz c'est-à-dire que ce sont des lignes sinueuses (planche 15B). La densité des dislocations et des boucles de dislocation mesurée par la méthode des intersections est constante à travers toute la faille ductile : la valeur moyenne est de  $2.10^8 \text{ cm}^{-2}$  dans le granodiorite non déformé comme au coeur de la faille. Cette densité subit d'importantes variations de minéral à minéral et les dislocations sont elles-mêmes réparties de façon très hétérogène dans un même minéral ( de  $10^6 \text{ cm}^{-2}$  à  $3.10^8 \text{ cm}^{-2}$  ).

Les dislocations empilées seraient de type  $\alpha$  coin ; elles constituent les sous-joints parfois légèrement courbes (planche 15A) à peu près parallèles au prisme (FRONDEL 1962, Avé LALLEMANT et al. 1971, BLACIC 1975). Une faible proportion de sous-joints basaux (0001) dans la roche peu déformée semble exister. La largeur des sous grains prismatiques allongés dans une direction  $\langle 0001 \rangle$  est le seul élément variable de l'éponte au coeur de la faille ductile. Plus de cent sous grains ont été mesurés sur des montages de photos à faible agrandissement et au microscope électronique lui-même. Cette largeur passe d'une valeur moyenne de  $10 \mu\text{m}$  (entre 8 et  $15 \mu\text{m}$ ) dans le granodiorite à celle de  $4 \mu\text{m}$  dans la "shear-zone" (entre 2 et  $6 \mu\text{m}$  ). Cette dernière taille est d'ailleurs une largeur banale pour les sous-grains mesurés dans les mylonites (Mac LAREN et al. 1977, WHITE 1974, 1975 d).

Les processus de recristallisation et de diminution de taille des grains n'ont pas été détaillés. En effet ils sont sans aucun doute syntectoniques et les microstructures de dislocation sont la conséquence d'une restauration dynamique (CAHN 1970). WHITE (1975 b, 1976) a montré que dans le cas du quartz les sous-grains tournent continuellement tandis que la déformation augmente, phénomène également décrit par BELL et ETHERIGE (1976). Quand la désorientation atteint  $10^\circ$  les sous-grains apparaissent comme minéraux indépendants au microscope optique (WHITE 1973b, 1975b). Ces nouveaux grains sont ensuite déformés et acquièrent une densité de dislocation identique à celle du minéral hôte. Comme SINGH, RAO et TAPLIN (1973) l'ont suggéré pour les métaux et WHITE (1976b) pour les mylonites, les joints et sous-joints sont parallèles à la direction de cisaillement résultant maximum (planche 16).

b) ALBITE

C'est le principal plagioclase de notre roche, qui a heureusement une structure cristalline simple (SMITH et al. 1969, LAVES et al. 1970, Mac LAREN et MARSHALL 1974) libre de toute exsolution. Les minéraux déformés ont aussi une densité de dislocations constante d'environ  $9.10^7$  lignes  $\text{cm}^{-2}$  ce qui est clairement moins que la densité moyenne établie pour le quartz. Les dislocations individuelles sont droites, généralement parallèles à (010) connu comme plan de glissement dans les plagioclases (SEIFERT 1965, BORG et HEARD 1969, 1970) parfois parallèles à (001) (planche 17). La plupart des sous-joints sont sur (010) et (100). Ces sous-grains sont généralement d'une taille supérieure à celle des sous-grains du quartz. La nucléation de nouveaux grains libres de toute déformation se développe dans les sous-joints (planche 17) ce qui semble être le processus de diminution de la taille moyenne des minéraux pour l'albite. Ce même phénomène de nucléation lors de la déformation a été décrit par WHITE (1975c) dans de l'oligoclase naturellement déformé et MARSHALL et al. (1976) ont obtenu expérimentalement un tel résultat sur un plagioclase péristérique (SMITH et RIBBE 1969). Aucune macle n'a été détectée au H.V.E.M. ou au microscope optique, ce qui semble assez typique de cette albite recristallisée. L'absence de macle dans le cas étudié faciliterait le mouvement des dislocations. WHITE (1975a) a suggéré que la restauration était possible dans l'albite qui ne formait pas de sur-réseau. Les microstructures de dislocation dans notre albite déformée dans des conditions de température du faciès schiste vert montre effectivement que la déformation plastique de ce minéral est due à l'intervention des dislocations, ce qui rejoint la remarque de LORIMER et al. (1972).

Les inclusions de chlorite identifiées au microscope optique sont abondantes (planche 18). Elles ont en général une orientation quelconque, mais certaines ont été observées parallèles à des structures ininterprétées (planche 18B), soulignées par des franges d'extinction, elles pourraient être des défauts d'empilement, ou des mâcles, ou des limites d'exsolution.

c) MICAS

Le mica le plus déformé est la biotite. Aucune différence de comportement ou de processus de déformation n'a été observée entre les biotites déformées dans le granodiorite et celles qui l'ont été au coeur de la faille ductile. Le glissement parallèle à (001) est partout actif (planche 16), plan de glissement bien connu dans les phyllosilicates (BORG et al. 1966, ETHERIDGE et al. 1973, ETHERIDGE et al. 1974). La déformation est assumée par la flexion et le pliage (GRIGGS et al. 1960) ou par rotation de la biotite tandis que le glissement sur le plan basal est activé (planche 16A). Une rare recristallisation de chlorite se développe dans les zones les plus déformées (planche 16 B). Un tel site de recristallisation, suggéré par ETHERIDGE et al. (1974), a été décelé par KNIPE et al; (1975).

Les inclusions de chlorite (déterminée optiquement) dans les albites sont déformées (planche 18 D) ou pas (planche 18, A, B, C) ce qui suggère qu'elles se sont développées pendant la déformation. Aucun réseau diffracté n'a été fait car ces chlorites sont trop petites. Leur identification a été faite sur les plus grandes au microscope polarisant.

2- Détermination des paramètres de déformation  
.....

Plusieurs tentatives ont été récemment faites par des géologues pour quantifier ces paramètres (GOETZE et al. 1973, HEARD 1976, WHITE 1975, 1976). Ils ont utilisé différentes équations établies par les métallurgistes pour relier les sous-structures de dislocation et les paramètres de la déformation (WEERTMAN 1970, ORLOVA' et al. 1973, STREB et al. 1973). La plupart de ces équations sont basées sur la taille des sous-grains. Comme celle-ci varie dans la faille ductile étudiée, elle peut donc être utilisée pour déterminer les contraintes et les vitesses de la déformation.

Les constantes utilisées ont été calculées à partir des travaux expérimentaux de TULLIS, CHRISTIE et GRIGGS (1973). Les différentes publications de WHITE (1975a, b) et la synthèse de HEARD (1976) qui rappellent les données sur un quartzite de Canyon Creek étudié par PARRISH, KRIVA et CARTER (1975).

La première équation propose que la densité de dislocation  $\rho$  est proportionnelle à la contrainte  $\sigma$  (WEERTMAN 1970).

$$\rho = K \left( \frac{\sigma}{\mu} \right)^n$$

ORLOVA', TOBOLOVA' et ČADEK (1972) et ORLOVA' et ČADEK (1973) ont discuté cette relation où  $K$  et  $n$  sont des constantes,  $\mu$  le module de cisaillement corrigé en fonction de la température.  $K$  est une constante calculée à partir des travaux expérimentaux cités ci-dessus.

$n$  a une valeur proche de 1 et  $\mu$  est de  $3,3 \cdot 10^{11}$  dyne  $\text{cm}^{-2}$  à  $200^\circ\text{C}$ . Cette équation appliquée au quartz donne une contrainte d'environ 500 bars constante à travers toute la "shear-zone" puisque la moyenne de densité de dislocations  $\rho$  est constante. Cependant il a été suggéré que des dislocations pouvaient se former pendant la remontée isostatique (WHITE 1976). Ce qui impliquerait que la densité de dislocation ne puisse être utilisée pour déterminer les conditions des paléo-déformations.

La deuxième équation relie  $d$  la taille des sous-grains à la contrainte appliquée  $\sigma$  (WEERTMAN, 1968, HOLT 1970, ORLOVA' et ČADEK 1973). WHITE (1975) a montré que cette formule pouvait être appliquée au quartz.

$$d = L \left( \frac{\sigma}{\mu} \right)^p$$

où  $L$  est encore une constante calculée à partir des travaux déjà cités et  $p$  une constante comprise entre  $-1/2$  et  $-1$  ( $-1/2$  semble, d'après plusieurs travaux, la valeur la plus probable).

Une telle équation donne des contraintes de 250 b dans le granodiorite et 1500 b dans la faille ductile si on admet  $-1/2$  pour  $p$ , 500 b et 2500 b pour  $p = -1$ . Ce sont des ordres de grandeurs très contrastés pour les mêmes valeurs de  $p$ , surtout quand on sait que les échantillons sont distants d'à peine plus de 50 cm l'un de l'autre. (Mais on a comme hypothèse que la taille finale des grains et sous-grains est dépendante de la contrainte appliquée et indépendante de la taille initiale des cristaux (SAH, RICHARDSON et SELLARS, 1974).



Cette variation de taille peut être due aux différences de vitesse de déformation qui peuvent être calculées par la formule

$$\dot{\epsilon} = A \exp \left( - \frac{Q}{RT} \right) \sigma^n$$

admise pour le fluage et dans laquelle :

A est une constante qui dépend du matériel et du mécanisme de déformation, appelée paramètre de Dorn, proche de  $10^{-7}$

Q est l'énergie d'activation

R est la constante des gaz parfaits

T la température en degrés absolus

n une constante de 2 à 4

La première donnée facile à avoir est le rapport des vitesses  $\dot{\epsilon}_\gamma$  dans le granodiorite et  $\dot{\epsilon}_{SZ}$  dans la "shear-zone"

$$\frac{\dot{\epsilon}_\gamma}{\dot{\epsilon}_{SZ}} = \left( \frac{\sigma_\gamma}{\sigma_{SZ}} \right)^n$$

Comme  $d = L \left( \frac{\sigma}{\mu} \right)^{-1/2}$

$$\frac{\dot{\epsilon}_\gamma}{\dot{\epsilon}_{SZ}} = \left( \frac{d^2_{SZ}}{d^2_\gamma} \right)^n$$

$$n = 4 \quad \frac{\dot{\epsilon}_\gamma}{\dot{\epsilon}_{SZ}} \approx 6,5 \cdot 10^{-4}$$

$$n = 2 \quad \frac{\dot{\epsilon}_\gamma}{\dot{\epsilon}_{SZ}} \approx 2,5 \cdot 10^{-2}$$

En résumé la valeur de ce rapport est proche de  $10^{-3}$

Dans l'équation proposée pour avoir la vitesse de déformation il y a de nombreuses constantes sur lesquelles il existe une grande incertitude. Par exemple Q peut avoir une valeur d'environ 15 kcal mole<sup>-1</sup> pour GRIGGS (1974) et WHITE (1975) (diffusion de l'ion hydroxyl dans le quartz), environ 45 kcal mole<sup>-1</sup> pour GOETZE (1975), et jusqu'à 90 kcal mole<sup>-1</sup> pour HEARD et CARTER (1968). Pour notre part nous prenons la valeur moyenne de 45 kcal mole<sup>-1</sup> utilisée par GOETZE considérant que celle de WHITE est beaucoup trop faible et doit correspondre à une mesure d'énergie d'activation non pas des cristaux eux-mêmes, mais à celle de la microfracturation de l'agrégat (TAPPONNIER comme pers.)



En prenant pour valeur de  $\sigma$  celles mesurées par la taille des sous-grains nous avons obtenu des valeurs de :

$$10^{-13} \text{ sec}^{-1} < \dot{\epsilon}_{\gamma} < 10^{-14} \text{ sec}^{-1}$$

$$10^{-10} \text{ sec}^{-1} < \dot{\epsilon}_{\text{SZ}} < 10^{-11} \text{ sec}^{-1}$$

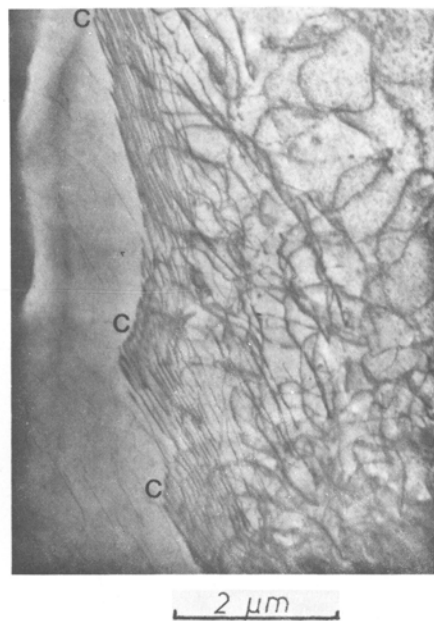
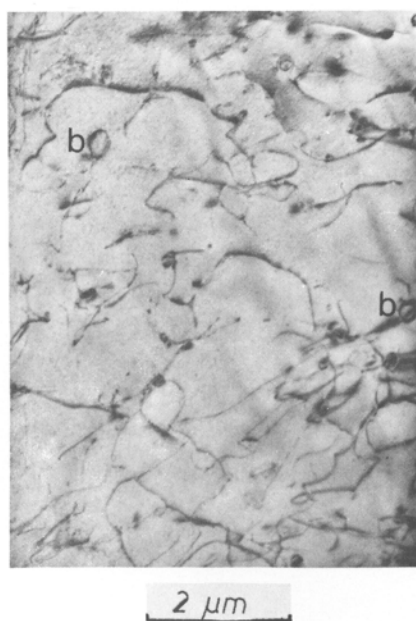
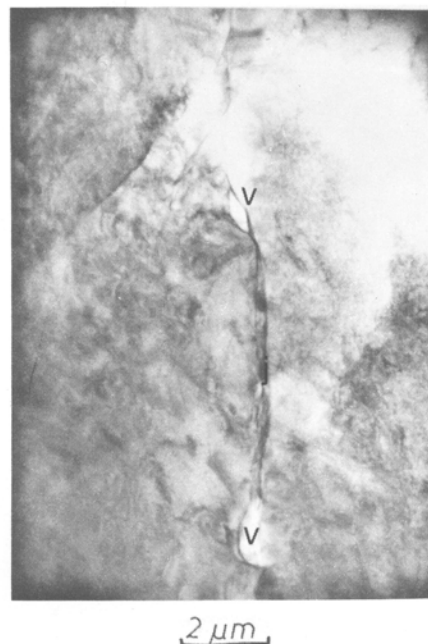
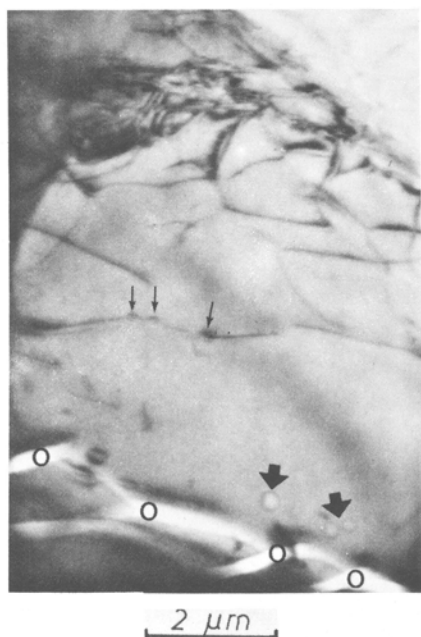
qui semblent des valeurs raisonnables pour la déformation naturelle.

De tels calculs peuvent être critiqués d'abord parce que la roche est polyminérale (et les trois principaux constituants minéraux ont des comportements différents), ensuite parce qu'il y a de grandes incertitudes sur les constantes utilisées ou calculées, enfin parce que nos déterminations sur  $\sigma$  sont incohérentes entre elles.

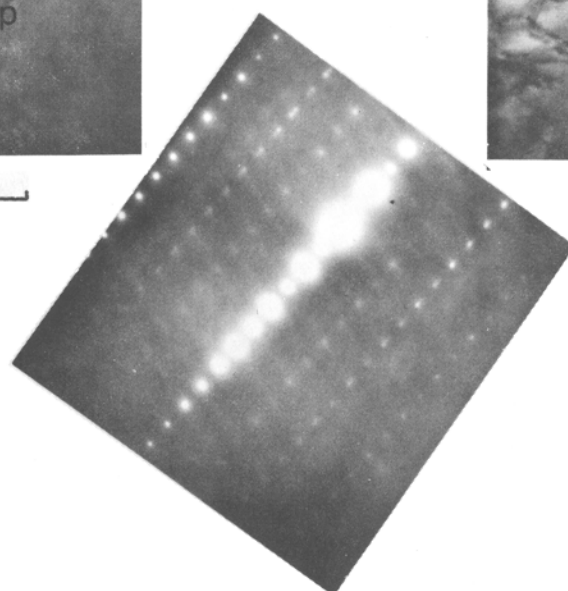
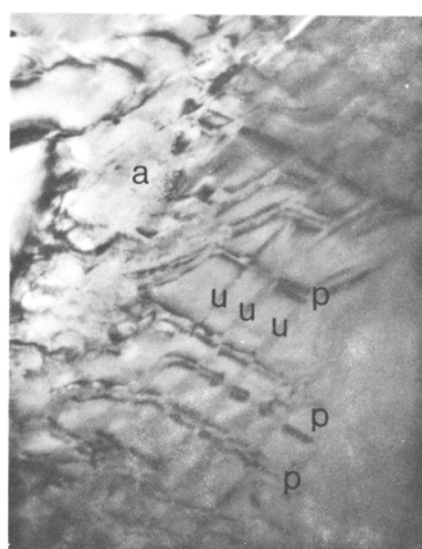
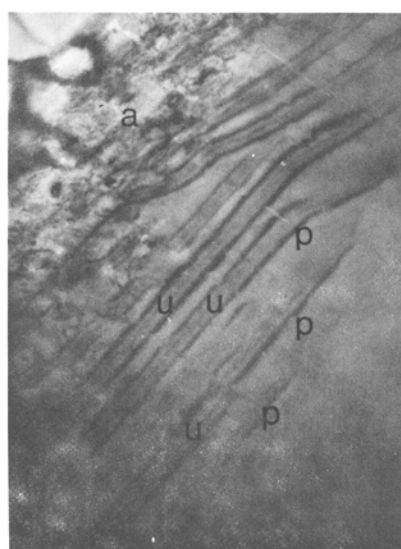
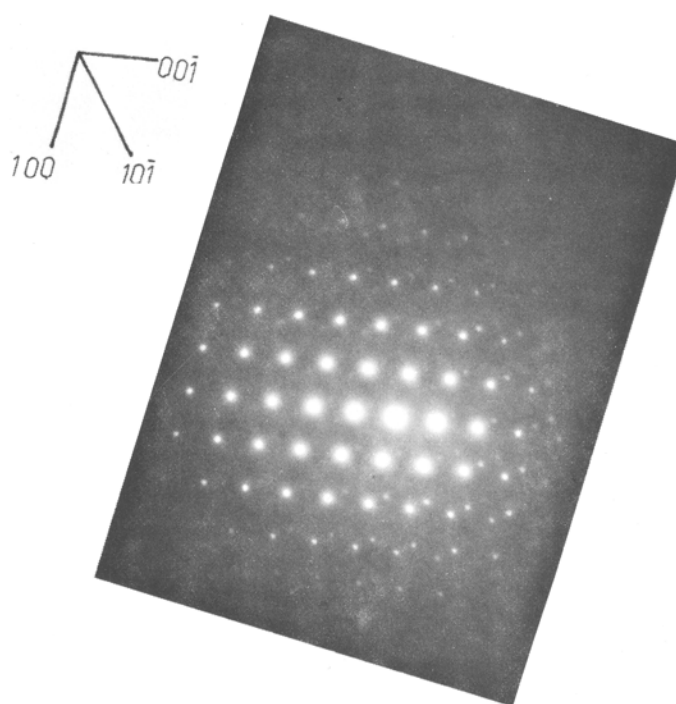
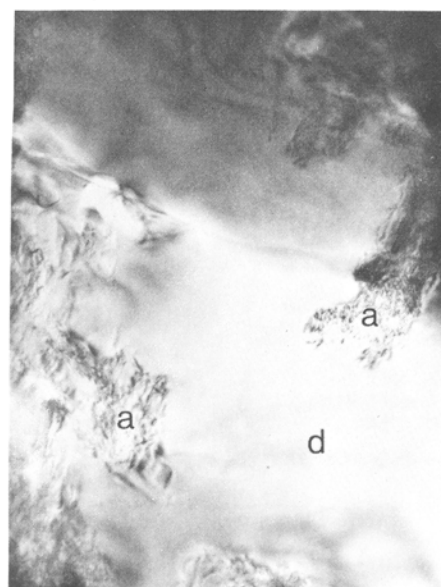
Cependant les vitesses calculées à partir de la taille des sous-grains sont plausibles et réalistes, ce qui indiquerait qu'une telle application est possible non seulement dans les roches monominérales (telle quartzites, péridotites, marbres), mais aussi dans des roches polyminérales.

Nous avons vu que deux techniques basées sur la densité de dislocation ou sur la taille des sous-grains sont en présence et nous ont donné des solutions différentes. La première donne une contrainte de 500 bars tandis que la seconde implique un fort gradient de contrainte du bord au coeur de cisaillement ce qui se heurte à une objection théorique puisque l'on ne peut pas admettre une grande hétérogénéité des contraintes dans un volume réduit au cours de la déformation plastique.

POIRIER (1972) a montré que les sous-grains sont des structures stables. Nous devons donc admettre que ce que nous avons mesuré est représentatif de la déformation étudiée et il y aurait donc difficulté à réconcilier les données de la densité de dislocations et celles de la taille des sous-grains. Cependant on peut se demander si ces sous-grains sont réellement équilibrés, en particulier dans cette roche déformée où l'équilibre thermodynamique peut ne pas être atteint



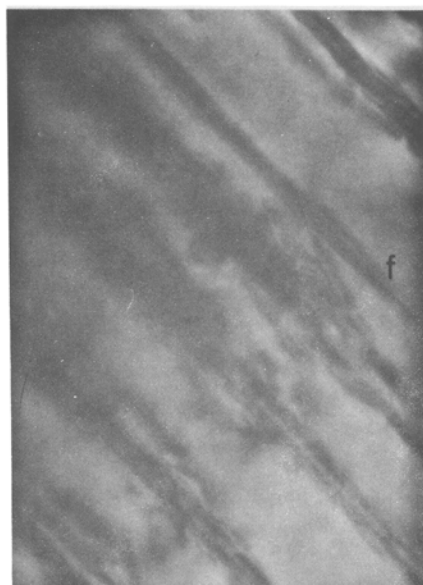
Développement d'inclusions (grosses flèches), dans le cristal au cours de la rétro-morphose, tandis que les dislocations décorées (fines flèches) deviennent minoritaires (AZ V). Les vides (v) apparaissent sur les joints où ils ont une forme d'amande (AZ IX). Dans les anatexites encaissantes (AZ XI) le quartz contient des dislocations et des boucles de dislocation (b). La forte densité de dislocations liée aux irrégularités (c) de joint (plus de  $10^{12} \text{ cm}^{-2}$ ), et les vides sur les joints (o,v) suggèrent que la déformation dans les anatexites se situe également au niveau des joints.



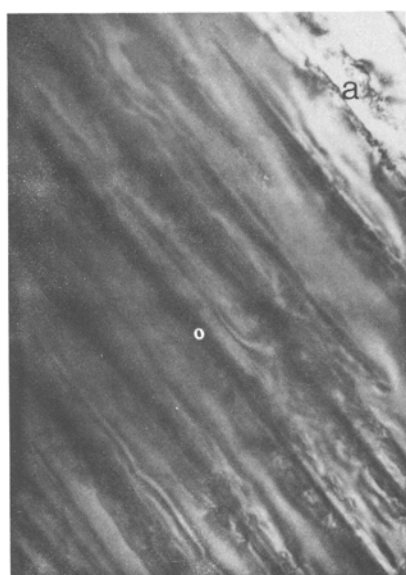
Invasion de disthène (d) par de la sillimanite (a), longitudinalement (a,p) et latéralement (u).



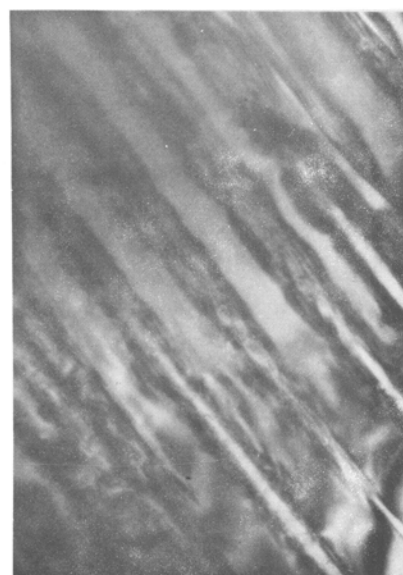
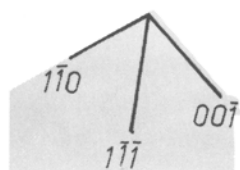
1 μm



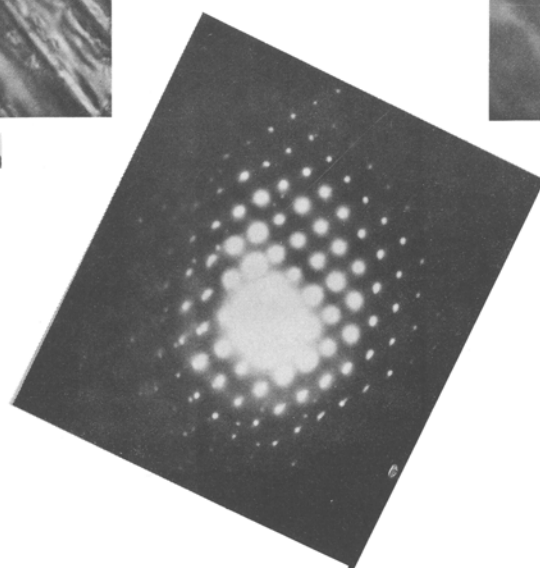
1 μm



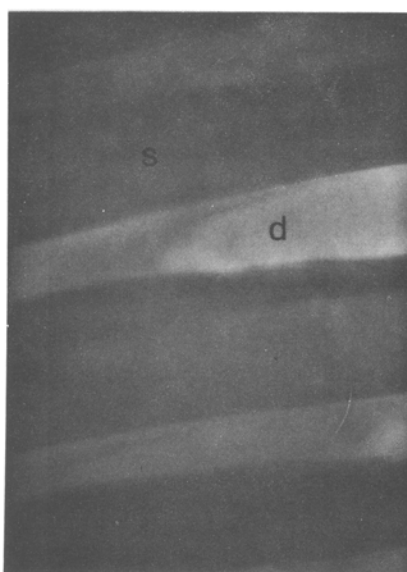
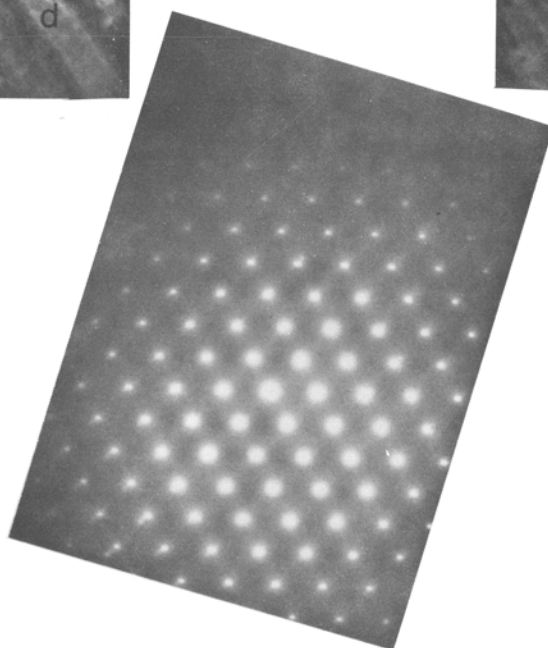
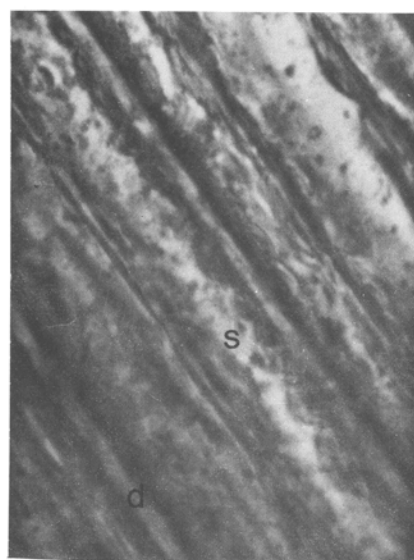
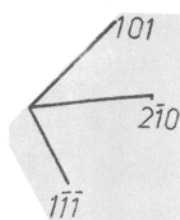
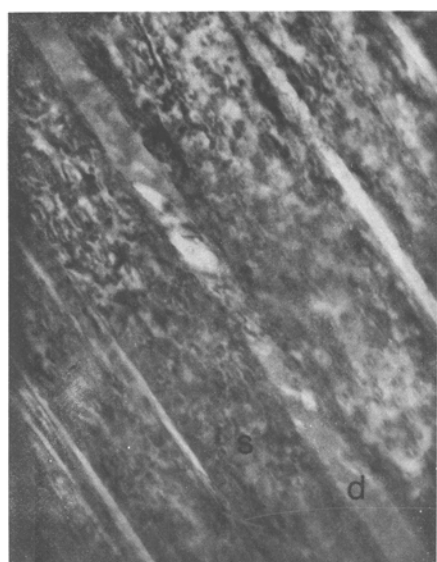
2 μm



2 μm



Développement de la sillimanite dans les défauts d'empilement du disthène (f). Cette invasion longitudinale se développe ensuite latéralement à partir de ces défauts.



Invasion latérale à partir de défauts d'empilement du disthène (d) par de la sillimanite (s).

En effet dans nos calculs nous avons admis une température constante de 350°C. Mais la déformation peut certainement influencer les isogrades de température dans une faille ductile. A partir des vitesses de déformation calculées et du déplacement de la faille mesuré sur le terrain on peut penser que cette zone a été active pendant environ  $10^6$  ans. Nous avons calculé, avec l'aide précieuse de M. KAST quelle était l'élévation de température locale due à ce cisaillement en espérant pouvoir réconcilier les deux méthodes discutées.

### 3- Considérations thermodynamiques

Quel est le dégagement de chaleur par déformation dans une faille ductile ? Tant que cette faille est active on admet que la roche est cisailée à une vitesse donnée tandis qu'une certaine énergie est dissipée sous forme de chaleur par conduction des deux côtés de la faille. Nous supposons qu'il n'y a aucune source de chaleur dans la faille ductile autre que celle due à la déformation, cette énergie étant donnée par la formule:

$$P = \sigma \dot{\epsilon}$$

On peut assimiler notre milieu à un milieu indéfini dans lequel on néglige l'effet de la surface  $z_0 = 0$  à une température  $t_0^\circ$  valable à partir d'une certaine profondeur  $z_1$  et jusqu'à un temps  $t_1$ . tel que pour  $t < t_1$  l'effet de refroidissement de la surface ne se fera pas sentir,

Dans de telles conditions la solution est donnée par CARLSLAW et JAEGER (1959), la température  $\theta$  en fonction de  $z$  et du temps  $t$  est :

$$\text{pour } z < 1 \quad \theta_1(z, t) = \frac{1}{\rho c} P.t. \left( 1 - 2 i^2 \operatorname{erfc} \frac{1-z}{2\sqrt{at}} - 2 i^2 \operatorname{erfc} \frac{1+z}{2\sqrt{at}} \right)$$

$$\text{pour } z > 1 \quad \theta_2(z, t) = \frac{1}{\rho c} P.t. \left( i^2 \operatorname{erfc} \frac{1-z}{2\sqrt{at}} - i^2 \operatorname{erfc} \frac{1+z}{2\sqrt{at}} \right)$$

Sur l'axe de la faille  $z = 0$  et la température est à priori maximale et est donnée par

$$\theta(0, t) = \frac{1}{\rho c} P.t. \left( 1 - 4 i^2 \operatorname{erfc} \frac{1}{2\sqrt{at}} \right)$$

formule dans laquelle :

- $\rho c$  chaleur spécifique par unité de volume
- $a$  diffusivité (rapport de  $\rho c$  à la conductivité  $k$ )
- $P$  la puissance dégagée
- $t$  le temps
- $i^2 \text{erfc}$  une fonction définie par CARSLAW et JAEGER
- $l$  la demi-largeur de la faille ductile soit ici 0,5 m

ou avec  $\tau$  = temps caractéristique associé à la profondeur  $z_1$  par  $\tau z_1 = \frac{z_1^2}{4a}$   
( $a$  = diffusivité)

$$\theta(0, t) = \frac{1}{\rho c} P.t. \left( 1 - 4 i^2 \text{erfc} \sqrt{\frac{\tau_1}{t}} \right)$$

Dans ce cas il n'y a évidemment pas d'état permanent et la température croît indéfiniment. La limitation réelle est due à l'effet de la surface  $0^\circ$ .

Cette formule peut être approchée par :

$$\theta(0, t) = \frac{4}{\rho c \sqrt{\pi}} P \sqrt{t \cdot \tau_1}$$

formule approchée valable au 1/100 près si  $\frac{1}{2} \sqrt{\frac{\tau_1}{t}} < 0,01$   $\frac{\tau_1}{t} < 4 \cdot 10^{-4}$   $t > \frac{1}{4} 10^4 \tau_1 = 5 \text{ ans}$

ce qui est l'ordre de grandeur de notre problème.

On connaît toutes les valeurs en prenant :

$\frac{1}{\rho c}$  = valeurs prises dans CARSLAW et JAEGER (1959) pour le granite avec  
 $\rho c \sim 2 \cdot 10^6 \text{ j. m}^{-3} \text{ C}^{-1}$

$P = \sigma \dot{\epsilon}$  avec  $\dot{\epsilon} = 10^{-10} \text{ sec}^{-1}$  et  $\sigma = 500 \text{ bars}$  (calculés)

$P = 1,58 \cdot 10^5 \text{ (J/an) m}^{-3}$

$t = 10^6 \text{ ans}$

$l = 0,5 \text{ m}$

L'application numérique conduit à l'élévation de température au court d'un million d'années de :

$$\Delta\theta = 7,7^\circ \text{ C}$$



L'énergie développée (P.t.) élèverait  $1\text{m}^3$  de granite isolé de

$$\Delta\theta = \frac{E}{\rho c} = 7,8 \cdot 10^4 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Mais la diffusion de cette chaleur ramène l'élévation de la température à  $7,7^\circ\text{C}$ .

Quelle est l'intervention du sol si l'on admet que sa température est maintenue à  $0^\circ\text{C}$ . En prenant un gradient normal de  $30^\circ/\text{km}$  notre faille ductile se trouvait à 11 km de profondeur au moment où elle a joué. L'effet du sol se fait entre 100 000 et 150 000 ans. Il faudrait en tenir compte pour une déformation qui dure 1 M.A. mais l'effet ne peut que diminuer l'élévation de température calculée.

De plus on ne peut expliquer une température aussi élevée que si l'on admet au temps  $t_0$  un dégagement de chaleur fini instantané. La puissance ensuite considérée n'ayant pour résultat que l'entretien des températures élevées qui prennent naissance au début.

#### 4 Conclusion .....

La méthode utilisée pour évaluer les paramètres de la déformation est parfaitement applicable dans des cas simples comme celui-ci. Cependant elle reste encore à préciser afin de pouvoir réduire les incohérences soulevées dans nos résultats et qui ne peuvent être considérées comme une conséquence du réchauffement plastique ("shear heating"). En effet ce dernier est négligeable compte tenu de la forte dissipation dans la roche. Il semble que l'on ne peut pas utiliser la taille des sous-grains pour évaluer le déviateur tectonique ; par contre celle-ci devrait être effectivement liée à la vitesse de la déformation lors du fluage. Nous pensons que si la densité de dislocations peut effectivement être liée à la contrainte appliquée, le  $\sigma$  mesuré à partir de la taille des sous-grains est une "fausse" contrainte qui permet de calculer la vitesse de déformation. En effet si les gradients de contrainte envisagés sont difficilement acceptables, ceux de la taille des sous-grains sont indéniables.

Enfin une telle étude nécessite une meilleure connaissance des constantes à utiliser dans les formules proposées.

Il apparaît donc qu'avant de "discuter géologiquement" les équations il faut affiner les résultats expérimentaux sur la déformation des roches.

### III.- DESCRIPTION DE QUELQUES MICROSTRUCTURES DE DISLOCATIONS DANS UNE ANORTHOSITE

#### 1- Description de l'échantillon

Le specimen étudié provient de la base des nappes de Jotun (Norvège). Il s'agit d'une anorthosite très déformée dans les conditions du faciès granulite (plus de 800°C, microstructure anastomosée) à anorthite (An 98 déterminé optiquement) hypersthène et grenat. Son histoire géologique a été résumée par GRIFFIN (1971) : cette anorthosite et les roches associées représenteraient une partie de la base de la croûte charriée ; ces roches auraient cristallisé à une pression d'environ 9 kb à partir d'un magma basique sous-saturé. Un lent refroidissement dans des conditions de pression croissante (jusqu'à 10 - 12 kb) serait suivi d'une rapide décompression peut être liée à la mise en place de ces nappes calédoniennes (GRIFFIN 1971).

Optiquement cette roche échantillonnée par A. LEYRELOUP est constituée de phénoclastes moulés par un réseau granoblastique finement cristallin (moins de 15  $\mu$ m). L'anorthite plus particulièrement étudiée ici présente tous les traits optiques de déformation déjà décrits dans les plagioclases. (SEIFFERT 1965, BORG et HANDIN 1966, KEHLENBECK 1972, VERNON 1975a) c'est-à-dire qu'on y observe des traces de cataclase, des kinks, des bandes de déformation et des mâcles. Le long des zones très déformées des petits cristaux ont recristallisé (comme l'ont décrit BELL et ETHERIDGE 1973). Ce phénomène de recristallisation le long des kinks et des bandes de déformation (planche 19) a dû contribuer à la reconstitution des agrégats recristallisés.

Les mâcles dans cette anorthite sont très importantes, développées essentiellement suivant la loi de l'albite, plus rarement suivant celle du péri-cline (SEIFFERT 1975, BORG et HEARD 1969, 1970, LAWRENCE 1970).

Dans le matériel recristallisé ces mâcles du type albite sont régulières et d'épaisseur uniforme (planche 19) ce qui suggère qu'elles sont de constitution tandis que les mâcles fines, longues et biseautées dans les phénoclastes seraient plutôt dues à la déformation (VANCE 1961, VERNON 1965, LAWRENCE 1970). Dans les grands cristaux ces mâcles sont elles-mêmes déformées (pliées ou fléchies) par les bandes de déformation (planche 19).

## 2- Sous-Structures de l'Anorthite

L'anorthite est un des plagioclases dont la structure cristallographique est des plus simples, et donc des mieux connues (SMITH et RIBBE 1969, LAVES et al. 1970, MULLER et al. 1972, Mac LAREN 1973, 1974, Mac LAREN et al. 1974). La haute teneur en Anorthite de notre specimen est à l'origine de sa structure primitive  $P\bar{1}$  sans sur-réseau. Les différents types de réflexion étant bien caractérisés, l'interprétation des réseaux diffractés était d'autant facilitée.

Les dislocations sont un trait permanent dans notre anorthite (planche 20) où aucune exsolution n'a été observée. La rareté des vides dans les specimens est également indicatrice d'une déformation dans des conditions de haute pression et de haute température.

Les dislocations sont rectilignes (planche 20,21). Parfois terminées par des boucles (planche 20) elles peuvent constituer un réseau quadrangulaire (planche 20) parallèle aux directions a, b, et c cristallographiques. Ces dislocations sont souvent réfractées par les mâcles (planche 21) ou sont affectées par des crans sur les plans de mâcle. La densité moyenne de dislocation est assez élevée pour un plagioclase puisqu'elle est de  $5 \cdot 10^8$  lignes  $\text{cm}^{-2}$ .

Ces dislocations peuvent s'empiler pour constituer des sous-joints de flexion (planches 22 et 23) et de torsion (planche 23) les sous-grains ont des tailles et des formes très variables, possèdent en général une densité de dislocation inférieure à celle du minéral hôte, n'ont pas de mâcles et s'individualisent en minéraux séparés (planche 22). Même quand ils se trouvent sur des surfaces de kinks les néo-cristaux sont toujours associés à des sous-grains ce qui suggère qu'ils peuvent être dus à une croissance et une rotation de ces sous-grains pendant la déformation, comme cela a été montré pour le quartz (WHITE, 1975), et l'olivine (POIRIER et al. 1975).

Les mâcles se terminent souvent en pointe (planche 22) mais on n'a pu observer si cette terminaison était due à une dislocation comme WHITE (1975c) l'a montré dans un oligoclase. Une telle terminaison leur confère la forme lenticulaire qui permettrait de les identifier comme dues à la déformation (VANCE 1961, VERNON 1965, MITCHELL 1975).

Des zones à très forte densité de dislocation ( $10^{12} \text{ cm}^{-2}$ ) traversent le minéral et affectent les mâcles (planche 24). Elles ne sont jamais parallèles à un plan cristallographique bien individualisé (planche 24, 25 et 26). L'ensemble des dislocations d'un minéral peut subir une "virgation" générale et toutes les dislocations se "précipitent" alors dans une telle zone très étroite que nous avons identifiée comme étant les bandes de déformation optiquement observées, qui sont donc des bandes à très forte densité de dislocation. De telles bandes de déformation avaient été obtenues sur des plagioclases déformés expérimentalement (BORG et al. 1969, 1970) ou naturellement (SEIFFERT 1965, VERNON 1975 a). Il pourrait s'agir dans notre cas de bandes d'exsolution plus faibles et se déformant donc préférentiellement. Un tel phénomène apparaît dans le quartz quand des bandes qui diffèrent par leur teneur en eau existent (WHITE comm. pers.)

### 3- Sous-structures de l'hypersthène

Dans cette anorthosite le minéral le mieux représenté après l'anorthite est l'hypersthène sur lequel nous travaillons actuellement. La densité de dislocations (longues et parallèles) y est guère différente de celle mesurée dans un hypersthène déformé dans des conditions moins rigoureuses (provenant de Bessède de Sault, ALBAREDE et al. 1969). Cependant alors que dans ce dernier on ne trouve qu'une famille de dislocations parallèles à (100) dans l'hypersthène de Norvège une deuxième famille sinueuse et sécante sur la première est visible (planche 27). Sous-joints et défauts d'empilement sont d'autres sous-structures fréquentes (planche 27).

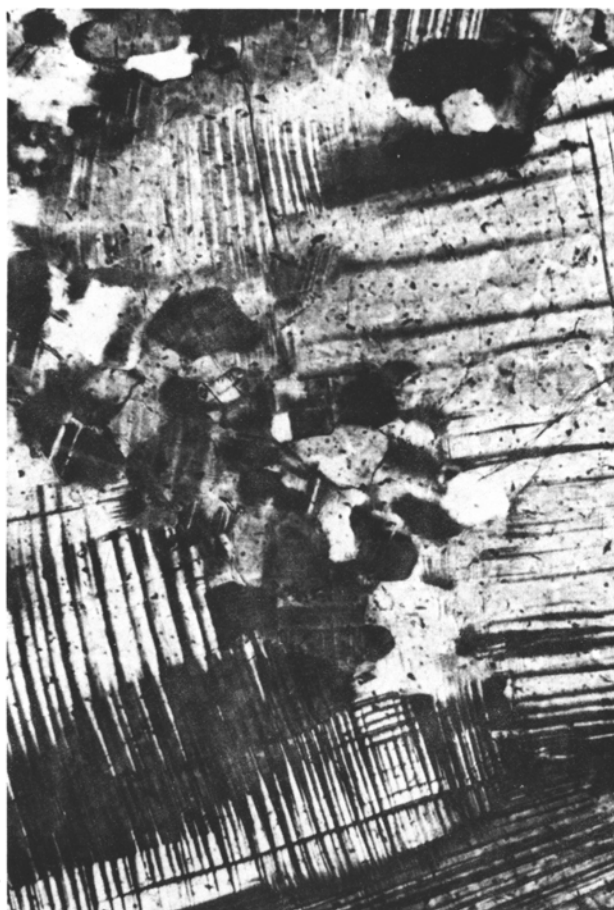
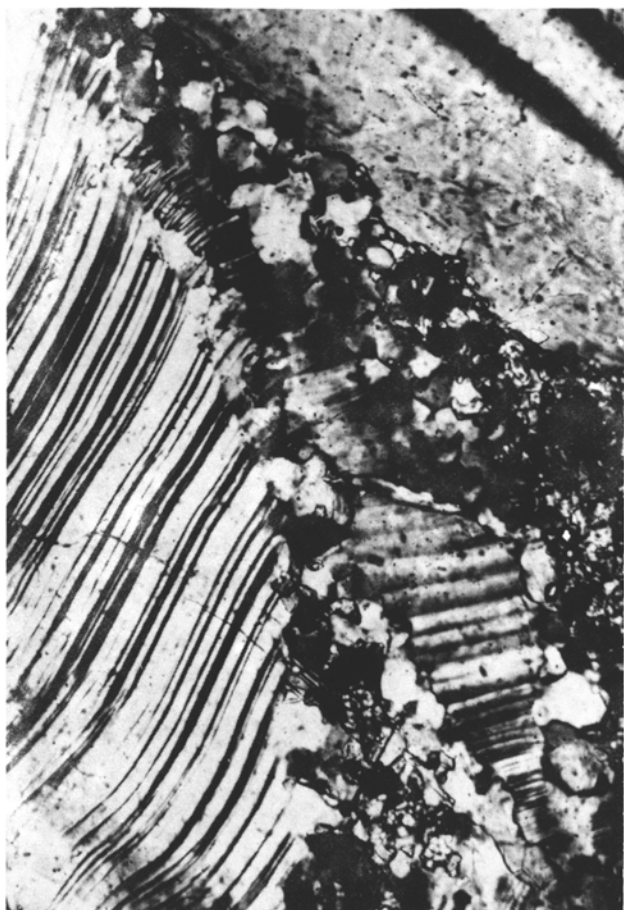
#### 4- Conclusion .....

L'abondance des sous-structures de dislocation observées prouve que l'anorthite peut avoir un comportement plastique lors de la déformation. Que ce comportement plastique est dû au mouvement des dislocations comme dans les autres minéraux. Que les bandes de déformation dans l'anorthite peuvent prendre n'importe quelle direction et sont des zones à très hautes densité de dislocation. Nous espérons pouvoir bientôt déterminer avec quelques données supplémentaires les vecteurs de Burger et les systèmes de glissement dans ce minéral. Enfin vérifier le rôle des sous-grains dans ce type de minéral où la nucléation est pourtant prouvée (WHITE 1975 c, MARSHALL et al. 1976). Une même démarche sera poursuivie pour l'hypersthène. Enfin une étude à la microsonde devrait nous permettre de savoir si les phénomènes de recristallisation dont ces deux minéraux sont le siège s'accompagnent de variation de compositions chimiques ou pas.

#### CONCLUSION

L'usage du microscope électronique à transmission dans les problèmes géologiques permet de confirmer des phénomènes envisagés "géologiquement". Bien que plus positif dans l'étude de cas simples (tels la "shear zone" étudiée) que dans des cas complexes, nous pensons qu'il devrait être très enrichissant sur l'étude des relations entre déformations et métamorphismes, comme pour la connaissance des paramètres de déformations locales ou régionales. Le T.E.M. est donc un appareil que les géologues, et en particulier les tectoniciens, devraient envisager d'employer couramment.

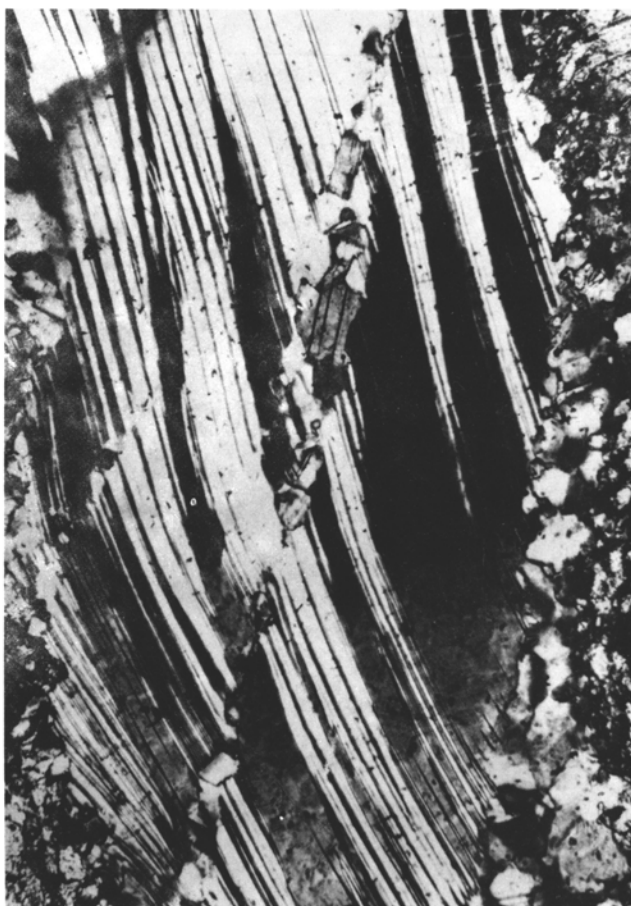




Anorthite déformée, vue optiquement, agrandie 10 fois  
(lumière polarisée).

Remarquer : - les flexures qui affectent les mâcles,  
- la forme en biseau de ces mâcles,

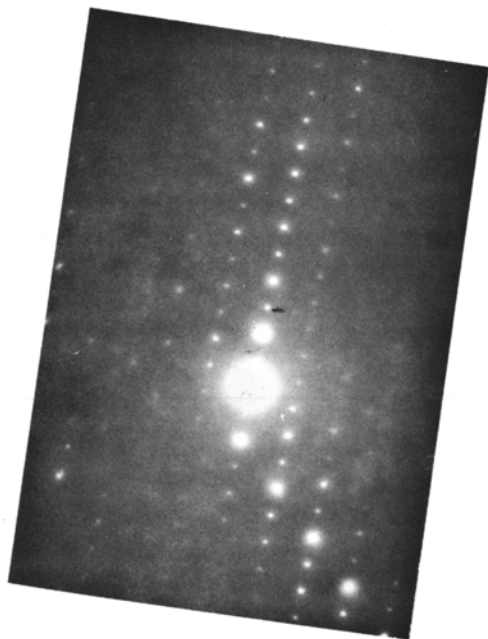
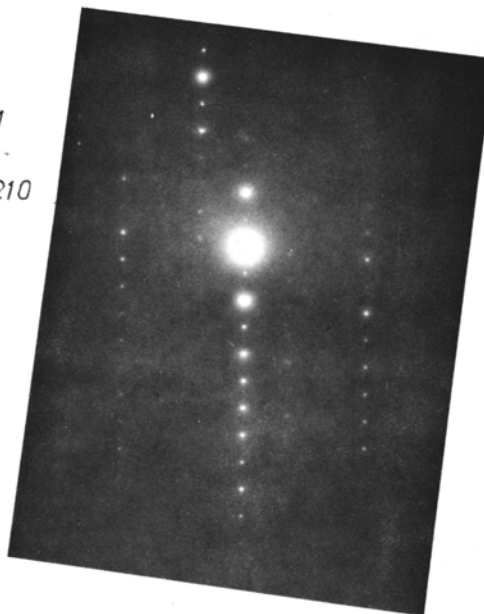
Les zones très déformées sont soulignées par des petits  
cristaux apparemment moins déformés, mais mâclés.





1  $\mu m$

$0\bar{2}1$   
 $2\bar{1}1$   
 $210$

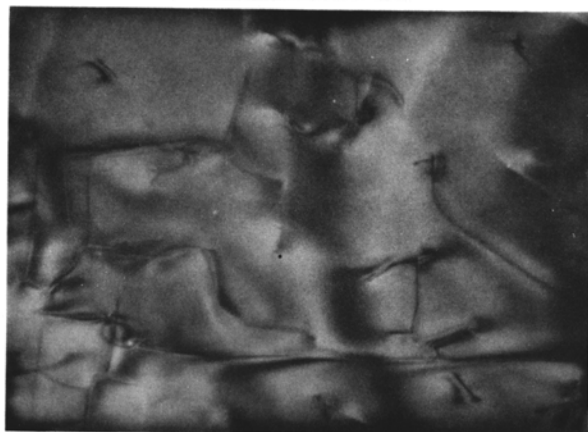


$11\bar{1}$   
 $100$   
 $0\bar{1}1$



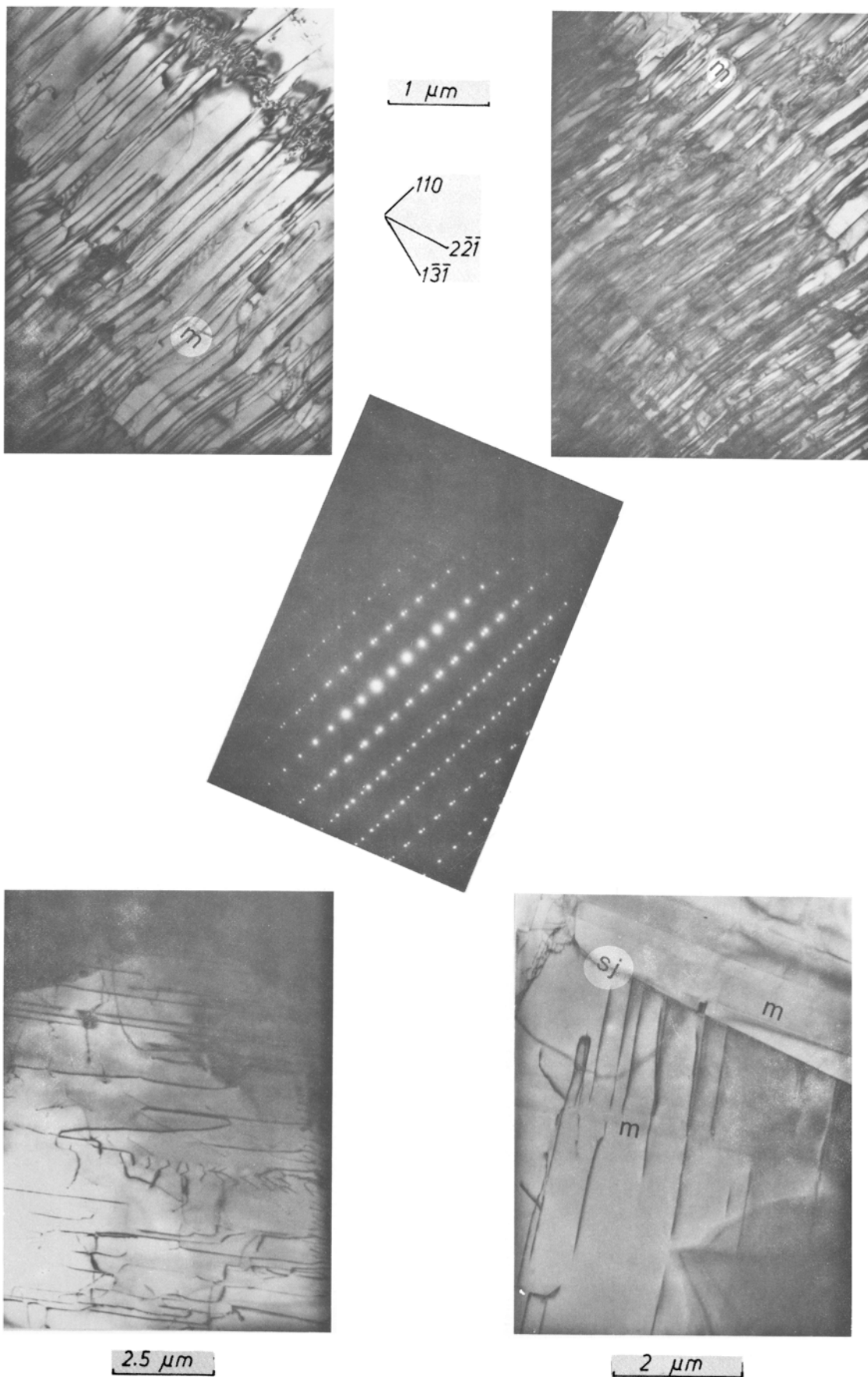
1  $\mu m$

1  $\mu m$

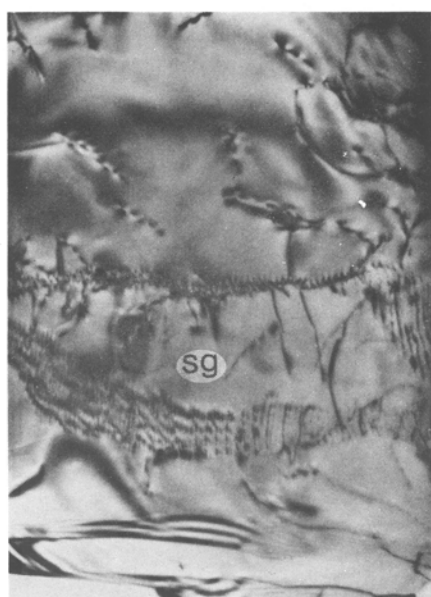


Dislocations dans l'anorthite : Elles sont rectilignes et peuvent s'arranger en un réseau quadrangulaire (au milieu).



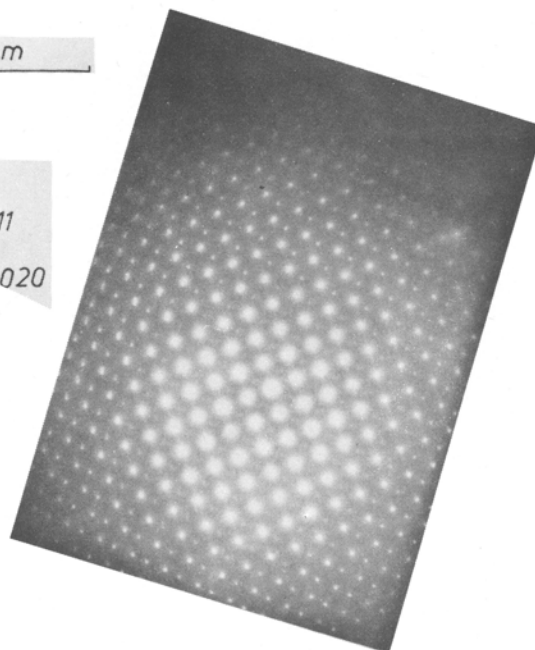


Réfraction des dislocations sur les mâcles (m). Les dislocations s'arrêtent sur des sous-joints.



2  $\mu\text{m}$

$0\bar{1}1$   
011  
020

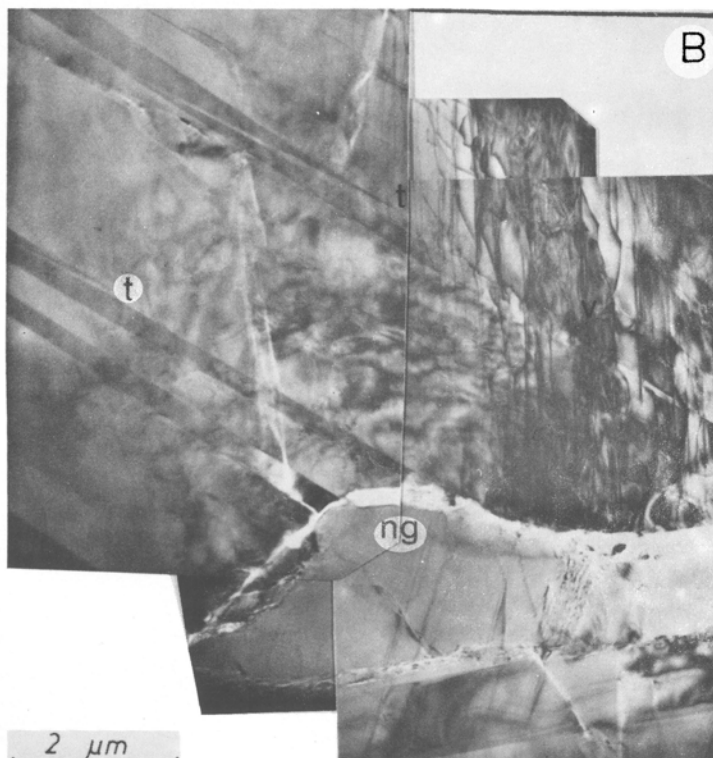
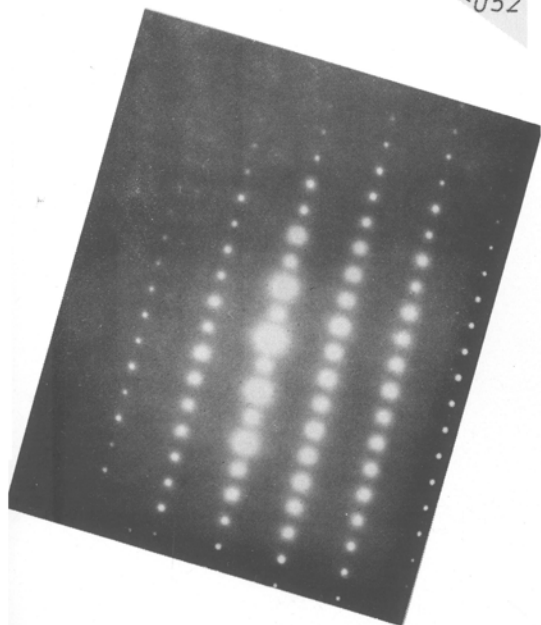


A

A : Sous grain de petite taille.

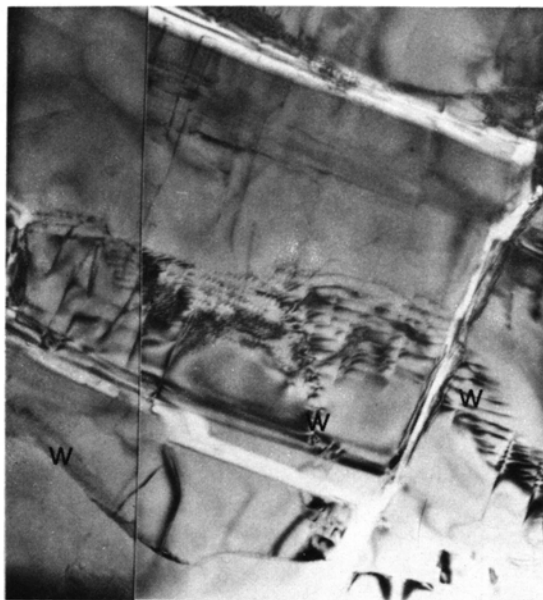
B : Développement d'un nouveau grain (n.g.) sans macle et avec une plus faible densité de dislocation que le minéral père. Remarquer dans ce dernier des zones à haute densité de dislocations (verticale à droite) et les mâcles terminées en biseau (t).

110  
 $1\bar{4}2$   
 $0\bar{5}2$



B

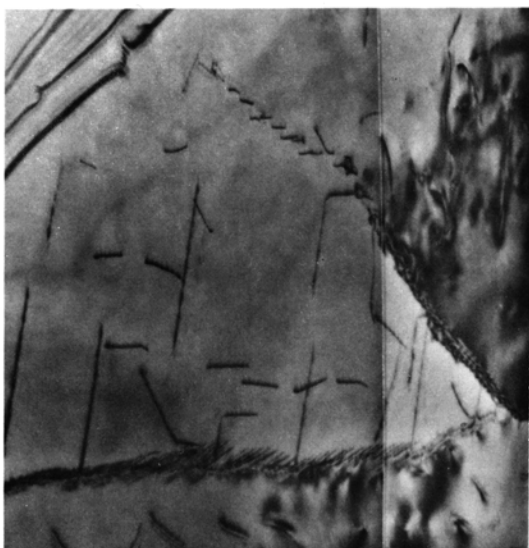
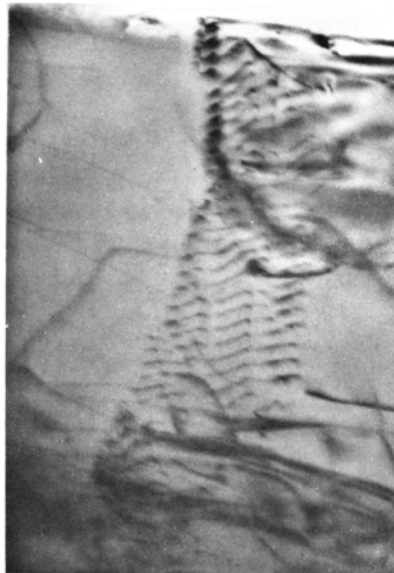
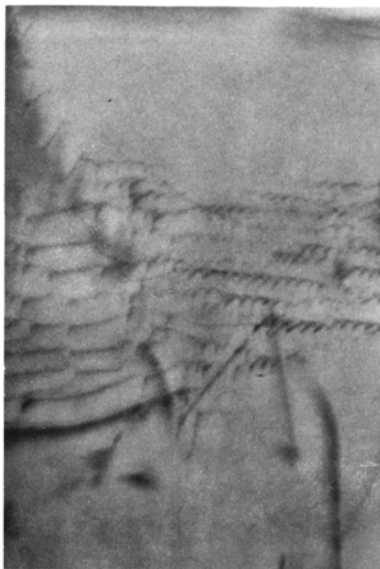
2  $\mu\text{m}$



1  $\mu\text{m}$

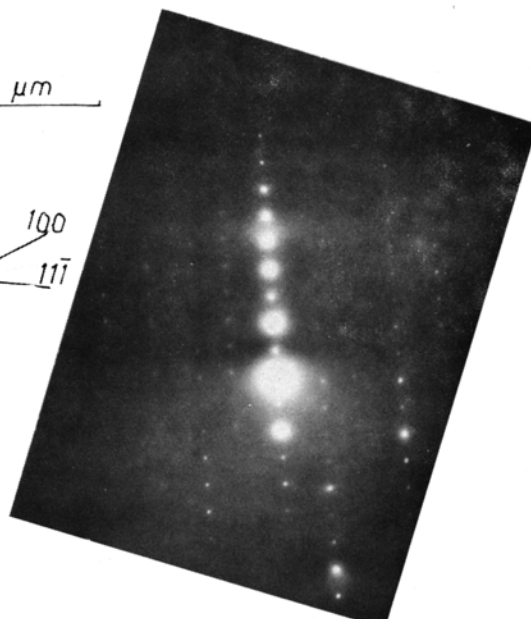
2  $\mu\text{m}$

1  $\mu\text{m}$

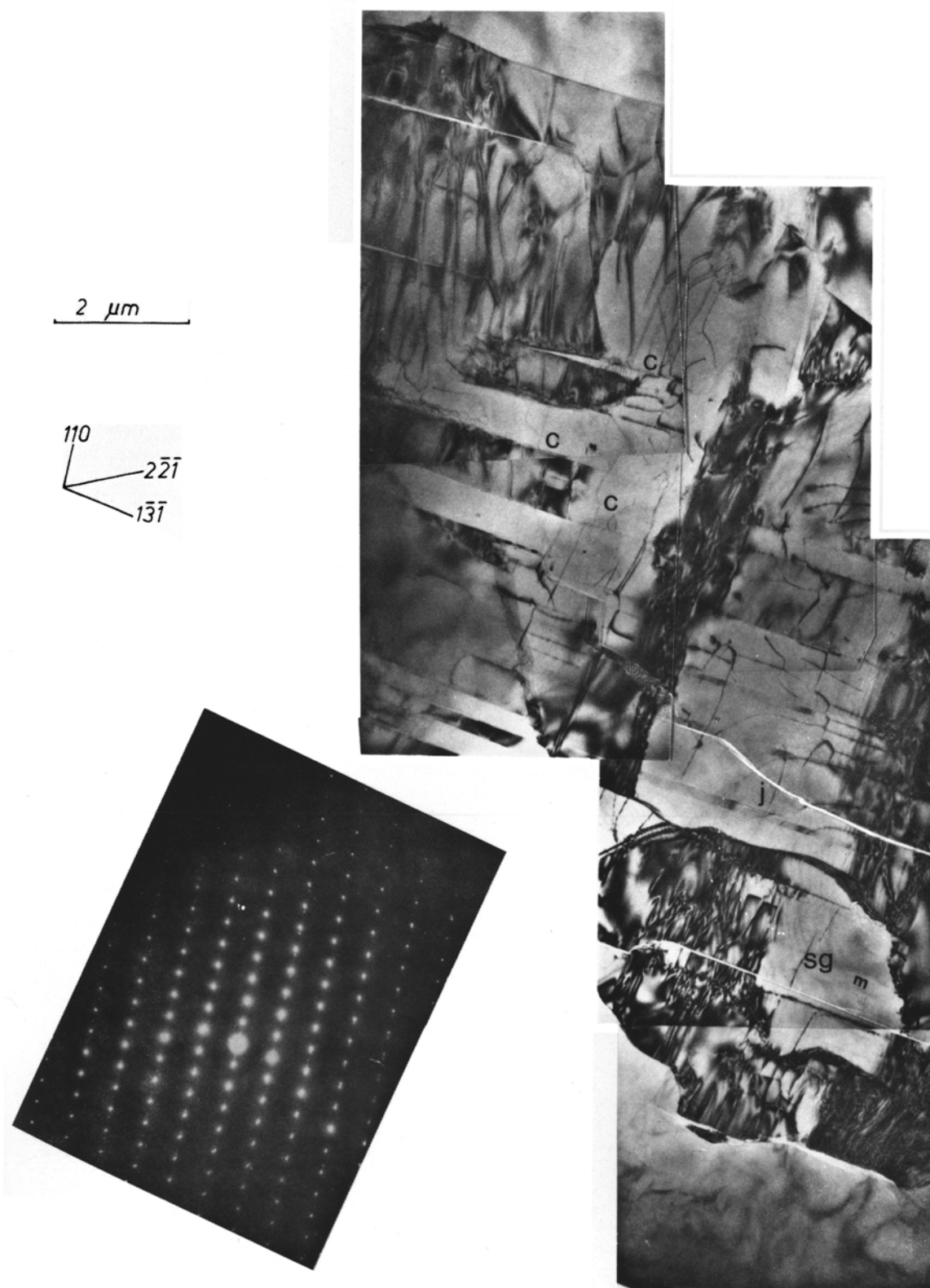


1  $\mu\text{m}$

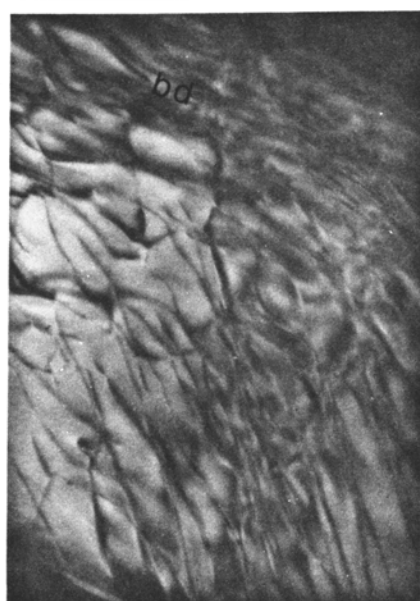
$0\bar{1}1$   
 $100$   
 $11\bar{1}$



Sous-joints de flexion et de torsion dans l'anorthite.

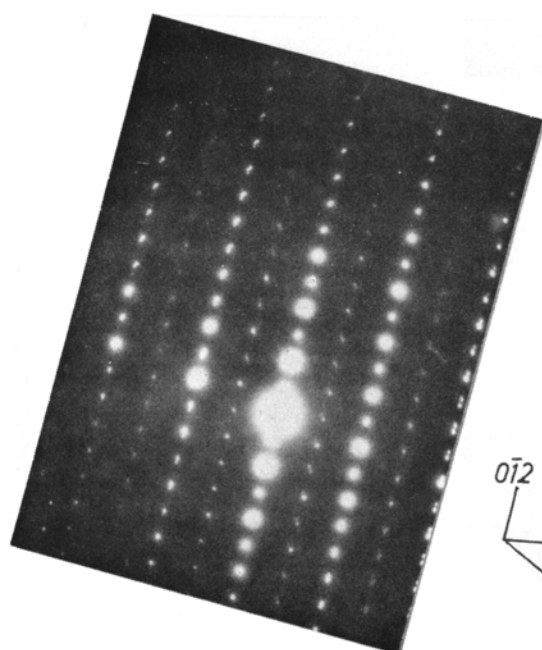
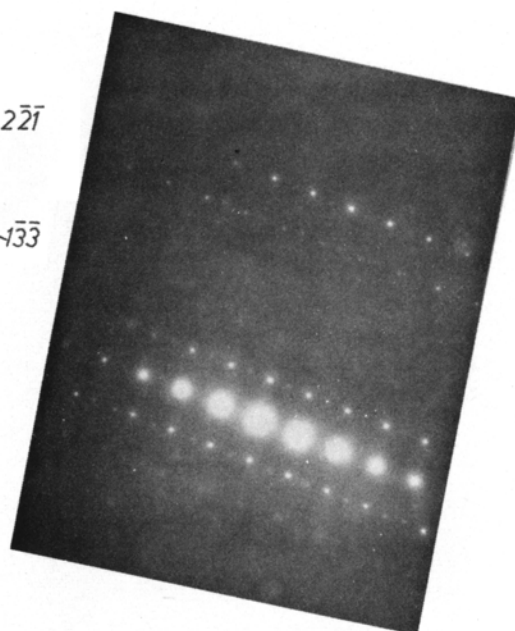


Sous-grain (sg) mâclé (m). En c : trous de dislocation sur mâcles et sous-joints. Obliquement zones à forte densité de dislocations, qui correspondent à des bandes de déformation de part et d'autre desquels rien ne correspond.

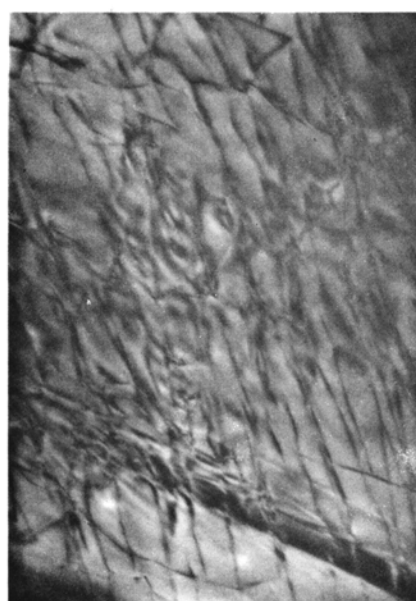


$2\ \mu\text{m}$

$112$   
 $2\bar{2}\bar{1}$   
 $\bar{1}\bar{3}\bar{3}$



$0\bar{1}2$   
 $20\bar{1}$   
 $21\bar{3}$



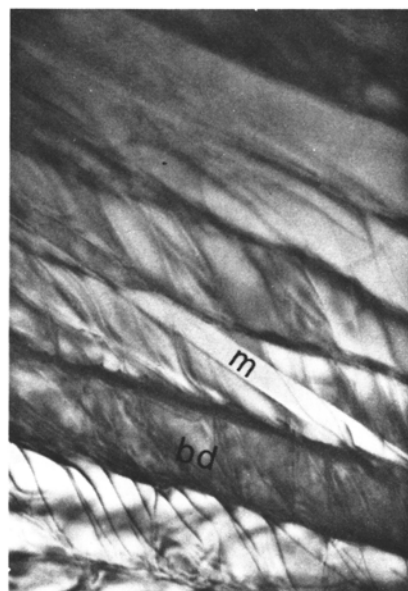
$2\ \mu\text{m}$

Bande de déformation (bd) dans un plagioclase. Remarquer la forte densité de dislocations parallèles qui soulignent une courbure.

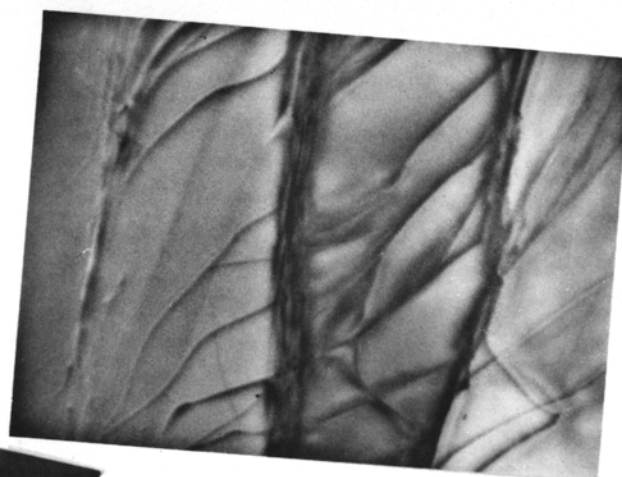
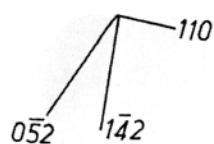




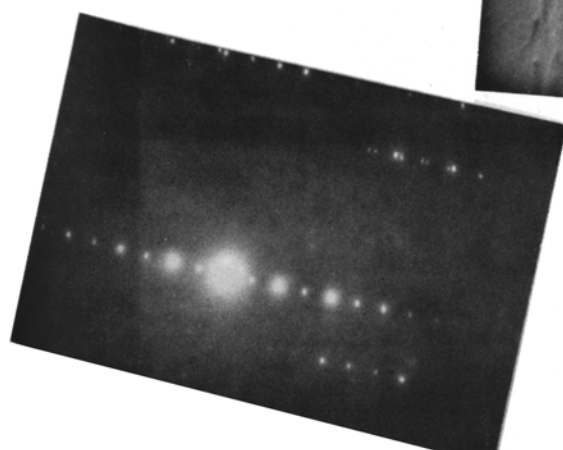
1  $\mu\text{m}$



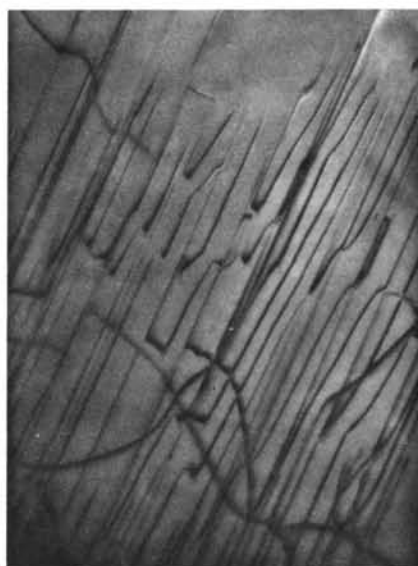
2  $\mu\text{m}$



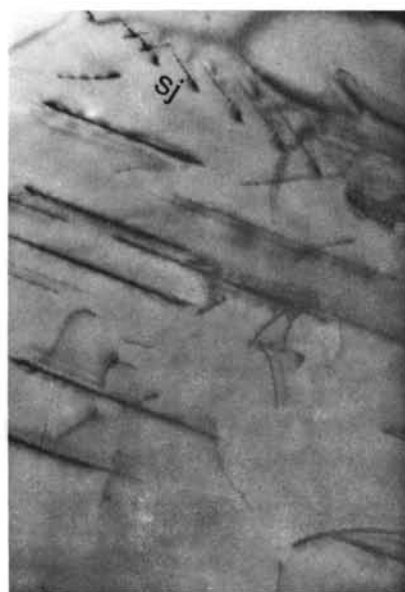
1  $\mu\text{m}$



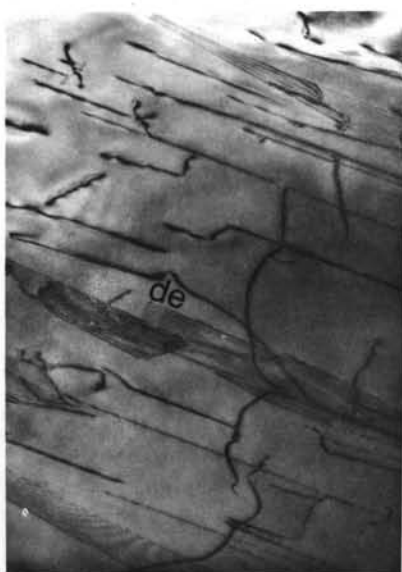
Bande de déformation (bd) due à une concentration de dislocations qui tournent dans cette bande. Ces bandes interrompent les mâcles.



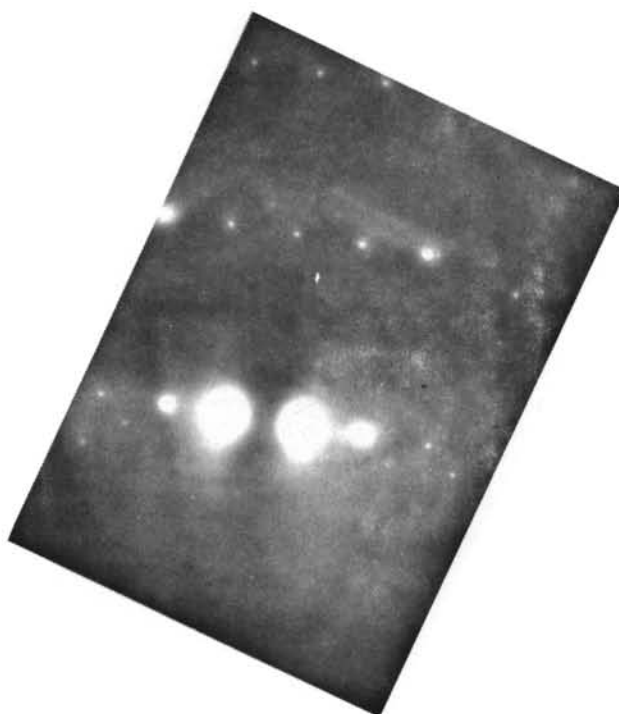
1  $\mu\text{m}$



2  $\mu\text{m}$



2  $\mu\text{m}$



Défauts cristallins dans de l'hypersthène. Dislocations droites et parallèles à 001, sous-joints (s.j.) et défauts d'empilement (d.e.). Remarquer sur la photo du bas une deuxième famille de dislocations irrégulières sécante à la première famille.



## ANNEXE I

Microscopie électronique à Transmission : Technique  
et Définitions. Processus de déformation plastique

## I - TECHNIQUE ET DEFAUTS CRISTALLINS

.....

Le microscope électronique à transmission (T.E.M.) permet de relier les déformations d'abord observées dans les minéraux au microscope polarisant à des phénomènes qui se situent au niveau du réseau cristallin. Cette méthode, d'un usage courant en physique du solide, est encore mal connue par les géologues. Nous résumons ici la technique et les définitions nécessaires à la compréhension d'un travail de ce type.

### 1 - PREPARATION DES ECHANTILLONS-TECHNIQUES UTILISES.

La technique utilisée est pour l'essentiel celle décrite par BARBER (1970), CHAMPNESS et al. (1971) et HEUER et al. (1971). On étudie au microscope polarisant une lame mince conventionnelle non couverte, collée au baume du Canada. On y choisit les aires représentatives de la déformation étudiée autour desquelles on colle un anneau de cuivre. Fixé avec une colle plus puissante (sécotine, araldite), il permet de décoller la zone sélectionnée (par trempage dans de l'alcool). La surface de l'échantillon à observer est alors d'un peu plus d'1 mm<sup>2</sup>. Chaque pastille est ensuite affinée par bombardement ionique (argon) jusqu'à ce qu'une perforation apparaisse (CASTAING 1955). Seule une étroite frange autour de ce trou est utile car assez mince pour être transparente au faisceau d'électrons. Ces électrons sont accélérés à 100 KV ou 1000 KV en microscopie à haut potentiel. Pour éviter une détérioration rapide du specimen, on "renforce" le matériau en le couvrant d'un film de carbone vaporisé (BRADLEY 1953). Le carbone est choisi car il permet un gain de contraste et reste stable sous le faisceau d'électrons.

### 2 - LE MICROSCOPE ELECTRONIQUE A TRANSMISSION. UNE PRESENTATION SOMMAIRE.

D'une façon générale, pour clarifier l'écriture, nous utiliserons l'abréviation T.E.M. pour dénommer le Microscope Electronique à Transmission. Dans un T.E.M. le specimen peut être directement agrandi de 150 000 à 200 000 fois ; mais avec un agrandissement photographique de 10 à 14, on obtient un agrandissement final de plus de  $2 \cdot 10^6$  fois. Ainsi un T.E.M. à haut potentiel (H.V.E.M. à 1000 KV) a un pouvoir de résolution de 1 Å.

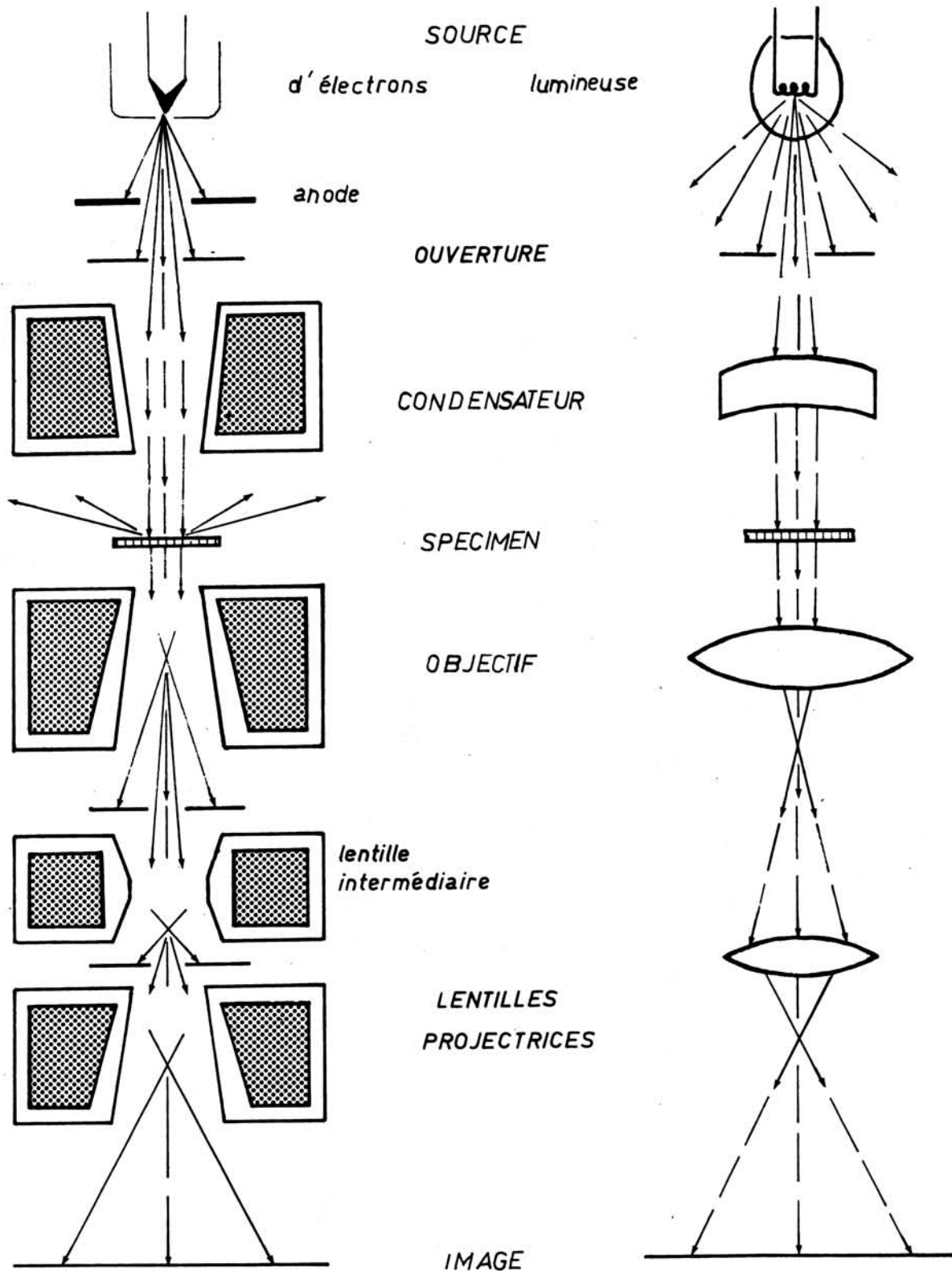


Fig A1: Comparaison schématique entre microscope électronique à transmission et microscope optique d.a.p MURR 1970

Un T.E.M. c'est une source d'électrons et un assemblage de lentilles magnétiques enfermés dans une colonne (Fig. A1). Comme les électrons les plus rapides ne peuvent traverser plus de quelques mm de matière sans perdre la presque totalité de leur énergie, la colonne est maintenue sous un vide d'environ  $10^{-5}$  mmHg. Les électrons sont émis par un filament de Tungstène à très haut potentiel négatif puis sont accélérés par une anode. Une ou plusieurs lentilles condensatrices (dont la distance focale peut être modifiée par variation du courant passant dans les bobines) contrôlent l'intensité du faisceau d'électrons qui illumine le specimen. Des lentilles "objectif" focalisent les électrons dispersés. Des lentilles intermédiaires et "projectrices" permettent de donner une image agrandie sur un écran fluorescent. Cette image peut être enregistrée sur une émulsion photographique directement exposée à l'émission des électrons.

Cette présentation est succincte mais le but de ce travail n'est pas technique. On trouvera les renseignements recherchés dans la littérature spécialisée : GABOR 1948, COSSLETT 1951, HAINE et al. 1961, MAGNAN 1961, HALL 1966, SMALMAN et al. 1966, AGAR et al. 1974.

### 3 - IMAGES, FONDS CLAIRS, FONDS NOIRS, CONTRASTES ET DIFFRACTIONS.

Là non plus, nous ne rentrerons pas dans les détails de la théorie très complexe et des nombreuses formules souvent effrayantes pour le géologue. On se référera à HAINE et al. 1961, MAGNAN 1961, PASHLEY 1964, HALL 1966, SAADA 1966, MURR 1970.

#### a.- Fonds clairs et fonds noirs

Parmi les électrons émergeant du specimen certains ont été diffractés par les plans du réseau cristallin tandis que les autres ne sont pas déviés ; ils sont transmis. En microscopie électronique à transmission (T.E.M.) seul le faisceau transmis ou seul un des faisceaux diffractés sont utilisés pour donner l'image finale. Cette sélection se fait par insertion d'une ouverture au niveau de la lentille objectif.

- Quand on utilise le faisceau transmis les rayons diffractés sont arrêtés. On a une image dite en fond clair.
- Quand l'image est donnée par un faisceau diffracté, le faisceau direct est arrêté, on a une image dite en fond noir.

En T.E.M. on utilise plus l'image en fond clair que celle en fond noir qui est légèrement distordue, le rayon qui la produit faisant un certain angle avec l'axe de l'instrument.

#### b.- Théorie du contraste

Soit  $I$  l'intensité du faisceau incident,  $I_d$  l'intensité du faisceau diffracté,  $I_t$  l'intensité du faisceau transmis. En général on a :

$$I_t = I - I_d$$

mais là où le rayon incident passe dans le cristal près d'un défaut du réseau il rencontre des conditions de diffraction supplémentaires et on a une intensité de rayons diffractés  $I_s$ . Correspondant à ces zones on a :

$$I_t = I - I_d - I_s$$

On voit donc qu'un défaut sur une image en fond clair apparaîtra en sombre car l'intensité transmise est inférieure à celle transmise par l'ensemble du cristal. En fond sombre, ce contraste est inversé (SMALLMAN et al. 1966).

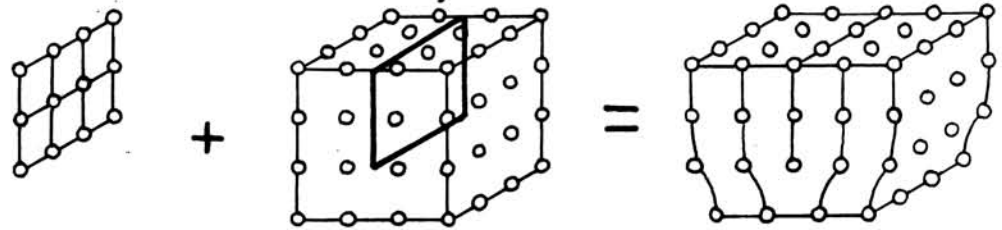
#### c.- La diffraction

C'est la plus importante partie de la technique au T.E.M. car c'est la seule qui donne des informations sur la cristallographie du specimen. A l'aide d'une ouverture intermédiaire, on sélectionne les électrons diffractés par un plan donné du réseau. Ils sont mis au foyer pour ne donner qu'un point sur l'image du réseau diffracté. Connaissant la cristallographie du minéral on arrive à savoir à quel plan correspond tel point observé. C'est à partir de ces images que l'on détermine les orientations des différents éléments de la déformation (MURR 1970).

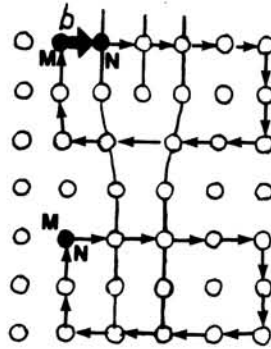
### 4 - DISLOCATIONS - RAPPELS DE DEFINITIONS - VECTEURS DE BURGERS

On trouvera d'amples informations dans les ouvrages spécialisés : READ 1953, COTTRELL 1964, REED-HILL 1964, SAADA 1966, FRIEDEL 1967, WEERTMAN et al. 1970. Nous ne ferons donc, ici, que rappeler les principales données nécessaires à la compréhension de ce travail. C'est en 1934 que ces dislocations ont été prédites avant d'être observées. TAYLOR, OROVAN et PALANYI postulèrent en même temps et indépendamment qu'une imperfection cristalline pouvait exister dans les réseaux cristallins ; le mouvement de cette imperfection permettait

définition



circuit de Burgers

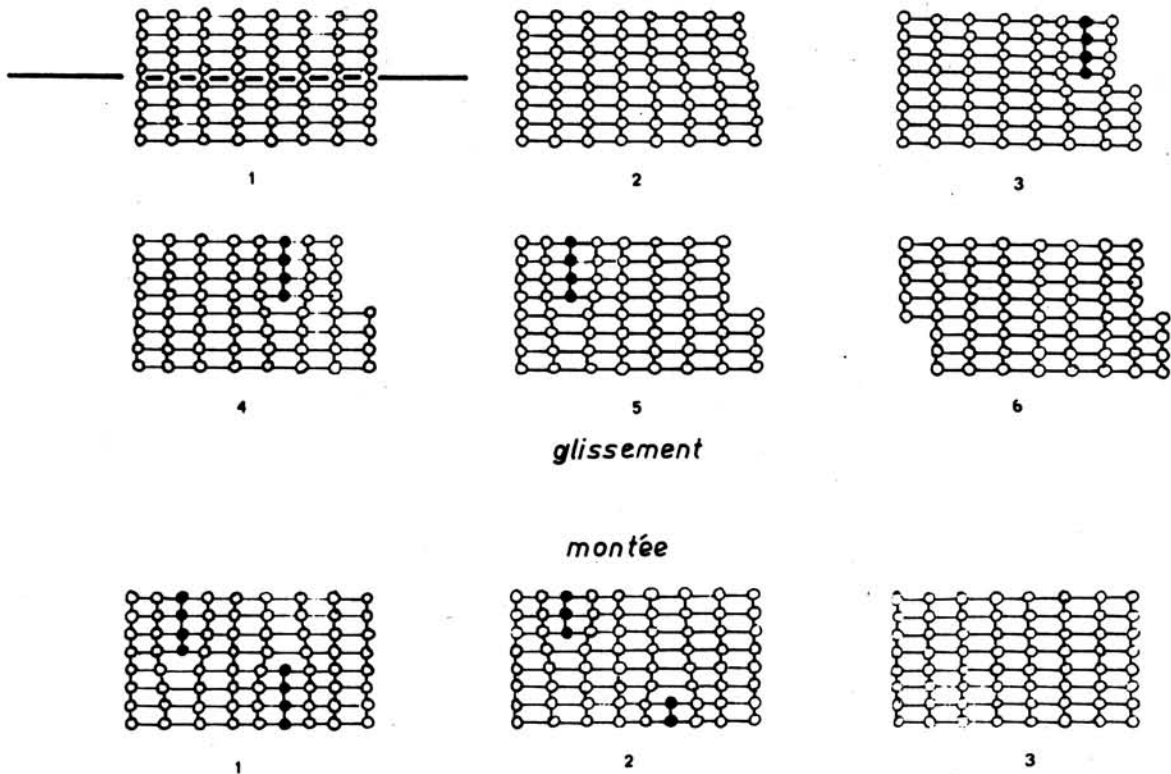


d. a. p

J. et J.R. WEERTMAN

1970

### MOUVEMENT



FigA2:Création et caractères d'une dislocation coin

d'expliquer une divergence de l'ordre de  $10^5$  entre les valeurs observées et les valeurs théoriques de la limite de cisaillement simple des cristaux. Elles furent observées pour la première fois en 1950 par marquage mais c'est en 1956 que HIRSCH, HORNE et WHELAN utilisent pour la première fois la microscopie électronique à transmission pour les étudier. L'interprétation des images de dislocation est assez complexe et requiert la connaissance de données cristallo-graphiques (telles que plans de glissement et vecteurs de Burgers possibles) ou physiques (telles que la relaxation des contraintes au voisinage d'une surface).

#### a. - Définition

Une ligne de dislocation est une ligne d'imperfection dans le réseau cristallin. Elle ne peut s'arrêter dans un cristal : elle se referme sur elle-même pour former une boucle ou s'arrête sur une autre ligne de dislocation ou sur une surface (dont la limite du cristal). On connaît différents types de dislocations.

#### b. - Les dislocations parfaites

##### i) Dislocation coin (Fig. A2).

Une dislocation coin peut être visualisée en insérant ou en retirant un demi-plan supplémentaire d'atomes dans le réseau. La ligne de dislocation coin coïncide alors avec le bord du demi-plan supplémentaire. Les atomes sont déplacés perpendiculairement à la ligne de dislocation que l'on schématise par un T dont la tête représente le plan de glissement de cette dislocation et la jambe le demi-plan supplémentaire.

##### ii) Dislocation vis (Fig. A3).

Elle est produite si la direction de déplacement des atomes est parallèle à la ligne de dislocation. Les plans d'atomes perpendiculaires à la ligne de dislocation s'enroulent en hélice, la dislocation vis est l'axe autour duquel s'enroule la spirale.

##### iii) Dislocation mixte (Fig. A4).

Elle possède à la fois les caractéristiques d'une dislocation vis et d'une dislocation coin. La direction de déplacement des atomes fait avec la ligne de dislocation un angle quelconque.



*iv) Boucle de dislocation (Fig. A4).*

C'est une ligne de dislocation qui se referme sur elle-même. Dès lors les différents segments de cette boucle sont des dislocations qui ont le caractère soit coin, soit vis, soit mixte. On remarque sur la figure qu'une telle boucle retrouve deux fois son caractère vis ou coin. Les deux dislocations vis sont de signe opposé, ainsi que les deux dislocations coins.

**c.- Les dislocations imparfaites**

*i) Boucle de dislocation prismatique (Fig. A4).*

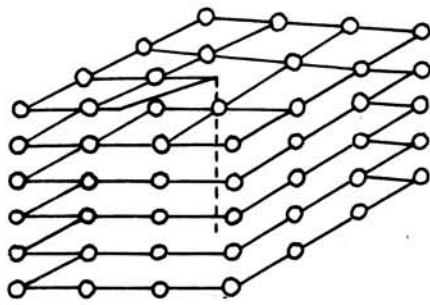
On peut la visualiser en ajoutant ou en enlevant une partie d'un plan réticulaire. Le déplacement des atomes de part et d'autre de cette surface est perpendiculaire à cette surface. Chaque segment de cette boucle de dislocation est une dislocation coin pure. A haute température, elles peuvent monter dans le cristal. Ce phénomène de montée des dislocations coins crée un raccourcissement ou une extension du cristal donnant ainsi un mode de déformation supplémentaire.

*ii) Dislocations partielles et défauts d'empilement.*

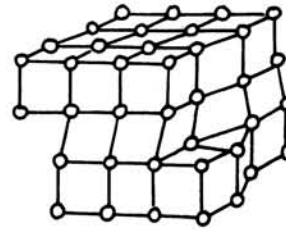
Les dislocations parfaites impliquaient le transfert d'un atome de son site à celui occupé par un autre atome. Mais dans de nombreuses structures cristallographiques plusieurs sites sont possibles, stables ou métastables, où peut s'arrêter un atome d'une dislocation migrante sans restituer le réseau cristallin. La dislocation est alors dite partielle, qui cause une erreur dans la séquence d'empilement des différents plans réticulaires. Cette erreur est appelée défaut d'empilement qui est limité par deux dislocations partielles qui le séparent du minéral parfaitement empilé. Dans ce cas, la somme des vecteurs de Burgers des deux dislocations partielles est égale au vecteur de déplacement d'une dislocation parfaite. En résumé, un défaut d'empilement est une limite de part et d'autre de laquelle la structure cristalline a la même orientation, mais un côté est translaté par rapport à l'autre d'une fraction de la distance réticulaire. L'absence de désorientation due à ces défauts les rend invisible optiquement.

**d.- Formation et création des dislocations**

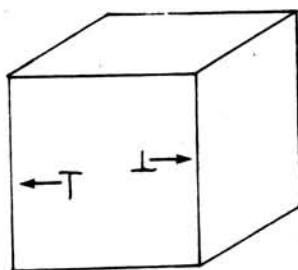
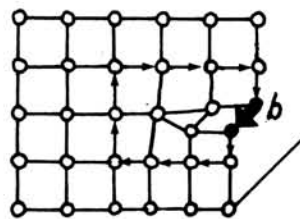
Les dislocations existent a priori dans tous les minéraux où les erreurs d'empilements lors de leurs cristallisations sont inévitables (HU 1963).



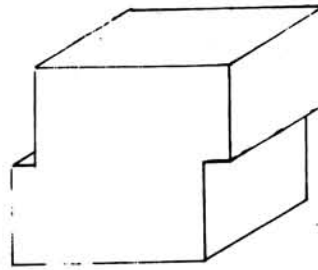
définition



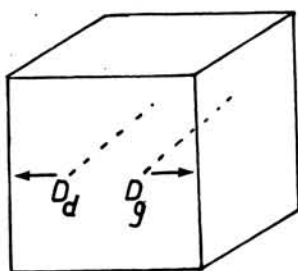
circuit de Burgers



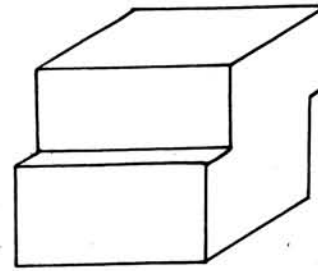
=



A



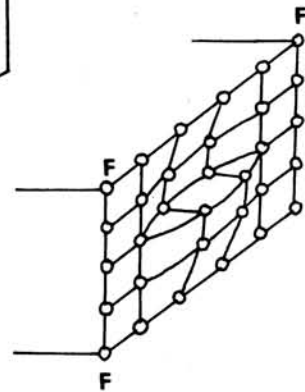
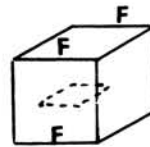
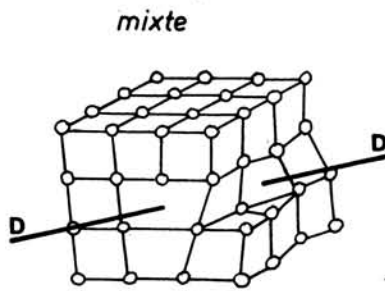
=



B

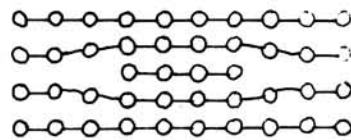
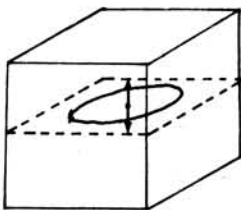
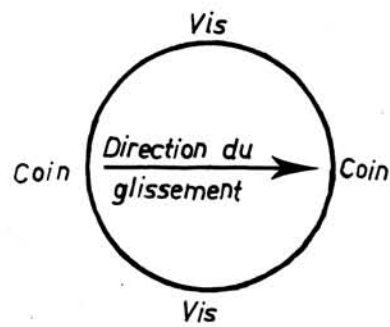
Glissement : B . Comparer à celui d'une dislocation coin : A

FigA3:Création et caractères d'une dislocation vis d.a.p. J. et J.R. WEERTMAN 1970

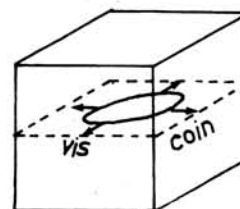
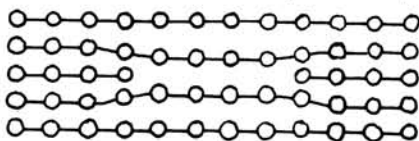


*définition*

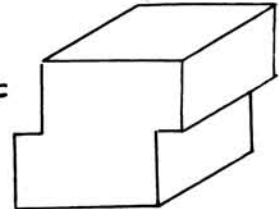
*boucle de dislocation*



*boucles de dislocation prismatiques*

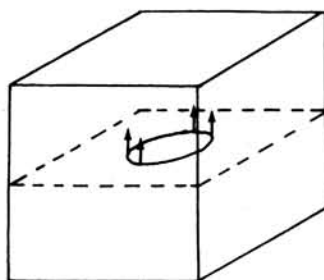


=

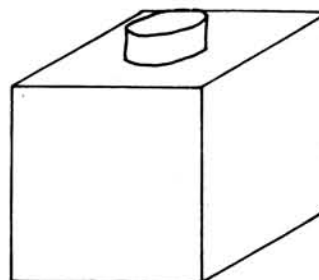


*glissement d'une boucle de dislocation*

*glissement d'une boucle de dislocation prismatique*



=



FigA4:Dislocation mixte et boucles de dislocation

Il y a donc une première "réserve" formée lors de la croissance du minéral. Mais les dislocations apparaissent également pendant la déformation par nucléation dans des sites sous hautes contraintes, ou par multiplication.

e.- Vecteurs de Burgers des différentes dislocations

Pour décrire une ligne de dislocation il faut préciser sa position à l'intérieur du cristal et indiquer, en utilisant le vecteur de Burgers, le caractère de chaque segment de cette ligne.  $\vec{b}$  (vecteur de Burgers) est le trait principal de la dislocation et est indépendant du circuit choisi. Une ligne de dislocation a le même vecteur de Burgers en chacun de ses points même si cette ligne est courbe.

i) Vecteur de Burgers d'une dislocation coin (Fig. A2).

On se définit un circuit M N dans un réseau cristallin, ayant le même nombre d'espaces interatomiques sur chacun de ses côtés. L'atome M de départ est théoriquement confondu avec l'atome d'arrivée N. Mais si le circuit encercle une dislocation il y a un défaut de fermeture. C'est par définition le vecteur de Burgers  $\vec{b}$  orienté du point final du circuit vers le point de départ. Ce vecteur de Burgers d'une dislocation coin est perpendiculaire à la ligne de dislocation.

ii) Vecteur de Burgers d'une dislocation vis (Fig. A3).

Si on procède à la même opération en dessinant un circuit de Burgers autour d'une dislocation vis on constate que le défaut de fermeture conduit à un vecteur parallèle à la ligne de dislocation.

iii) Vecteur de Burgers d'une dislocation mixte.

$\vec{b}$  fait un angle quelconque avec cette ligne de dislocation et spécifie la direction et la valeur du glissement.

iv) Vecteur de Burgers d'une dislocation prismatique (Fig. A4).

$\vec{b}$  est perpendiculaire au plan de la boucle dessinée.

v) Vecteur de Burgers de dislocations combinées.

Deux dislocations rectilignes et parallèles dans un cristal.  $\vec{b}_1$  et  $\vec{b}_2$  leurs vecteurs de Burgers. Un circuit de Burgers enveloppant ces deux dislocations

a un défaut de fermeture.  $\vec{b} = \vec{b}_1 + \vec{b}_2$ . Les deux dislocations peuvent se combiner et ne donner qu'une seule dislocation à vecteurs de Burgers  $\vec{b}$ . Le point où deux dislocations se rejoignent est appelé un noeud.

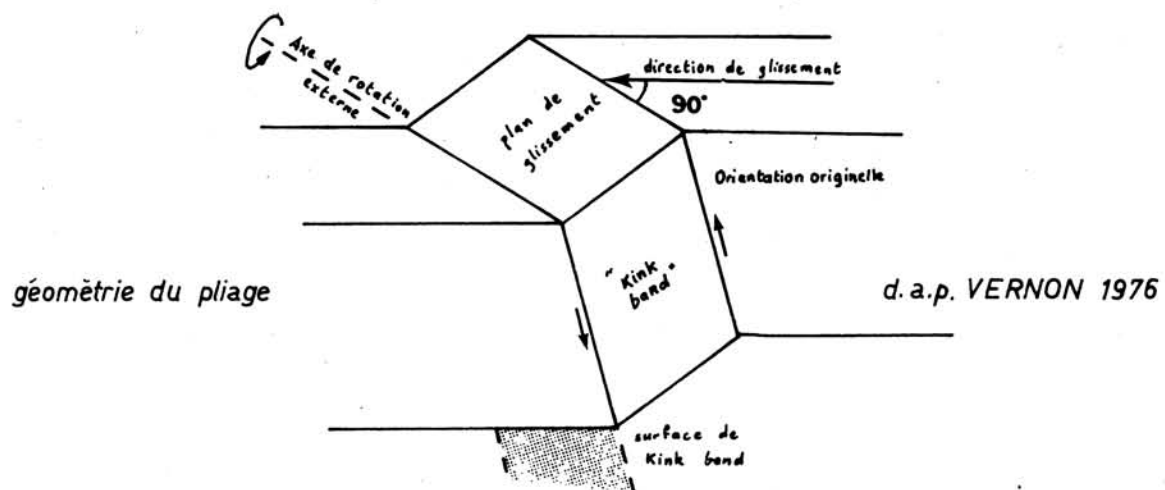
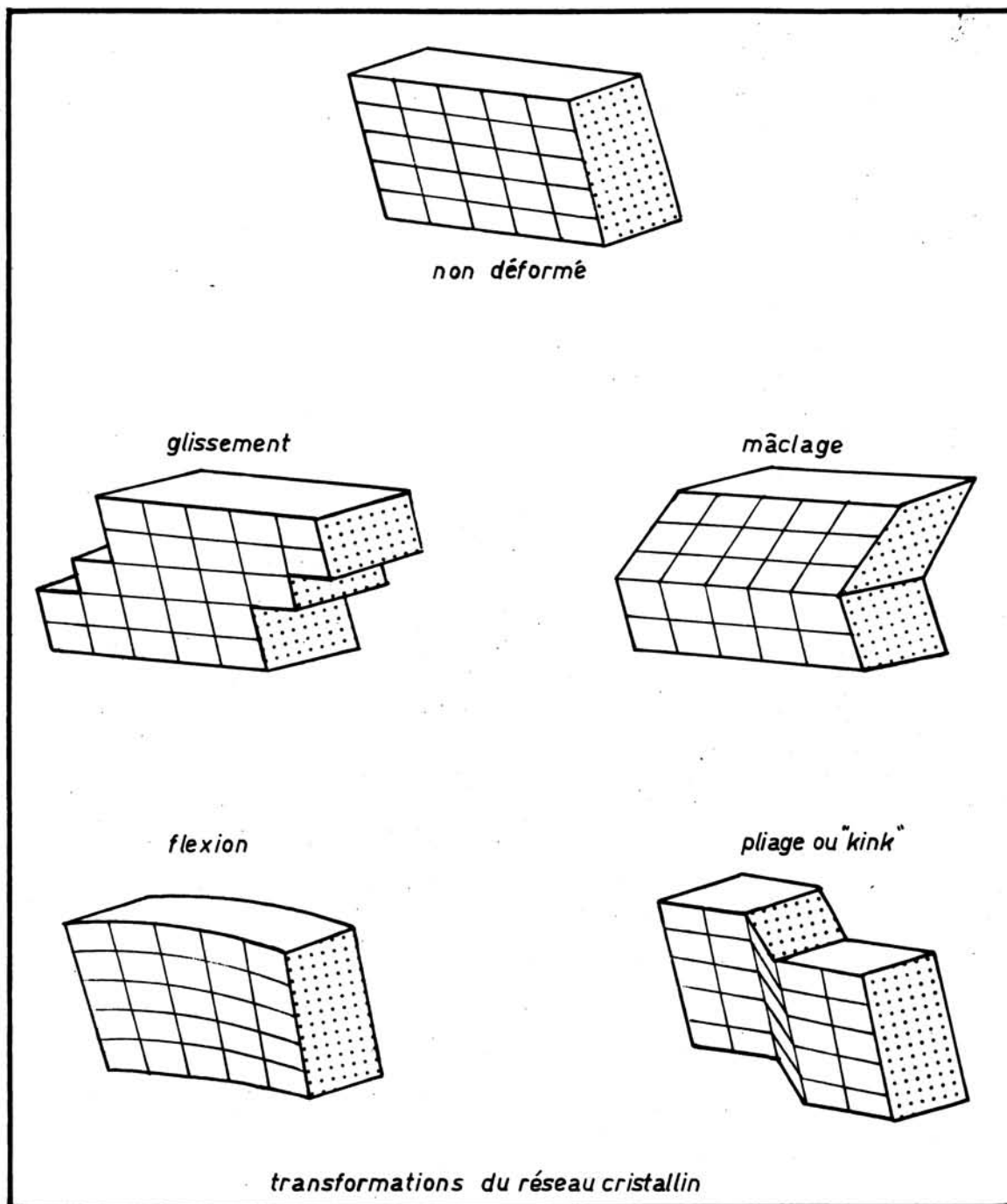
Puisque pour toutes ces dislocations le vecteur de Burgers constant n'est jamais nul, on comprend pourquoi une ligne de dislocation ne peut s'arrêter dans un cristal. De même on vient de voir que lorsque deux dislocations se rejoignent leurs vecteurs de Burgers s'additionnent. Ainsi deux dislocations de signe contraire et ayant un vecteur de Burgers égal en valeur absolue s'annihileront si elles se rencontrent lors du glissement de l'une ou de l'autre. Ce qui est important géologiquement, c'est que ces défauts ne disparaissent pas quand les conditions de déformation imposées (Pression, température, cisaillement) sont supprimées. Comme la nature de ces dislocations et leur distribution est caractéristique non seulement des propriétés rhéologiques du solide, mais aussi de ces conditions de déformations, elles permettent de déchiffrer l'histoire de la déformation. Pour l'interprétation des photos de dislocations et microstructures qui leur sont liées, prises au T.E.M., on se référera à MITCHELL (1975) et HIRSCH et al. (1965).

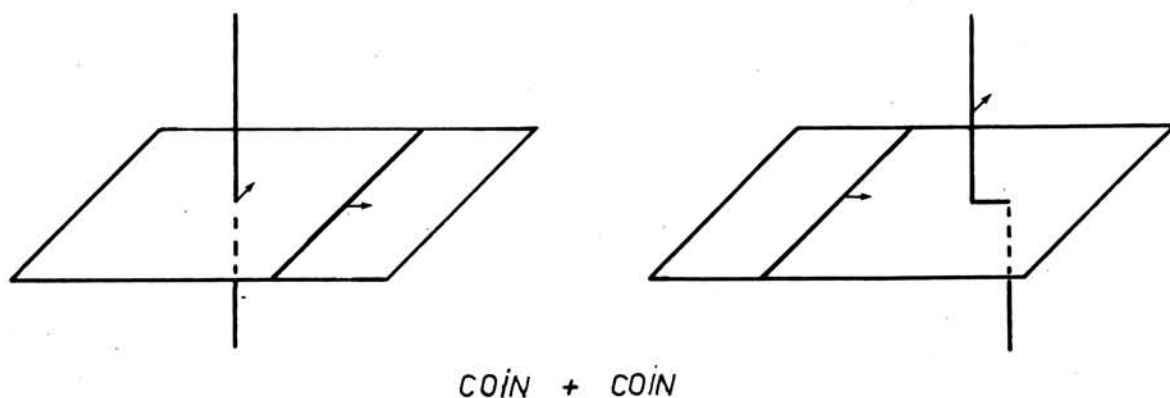
## II - PROCESSUS DE DEFORMATION - DEFINITION ET ROLE DES .....

### DISLOCATIONS .....

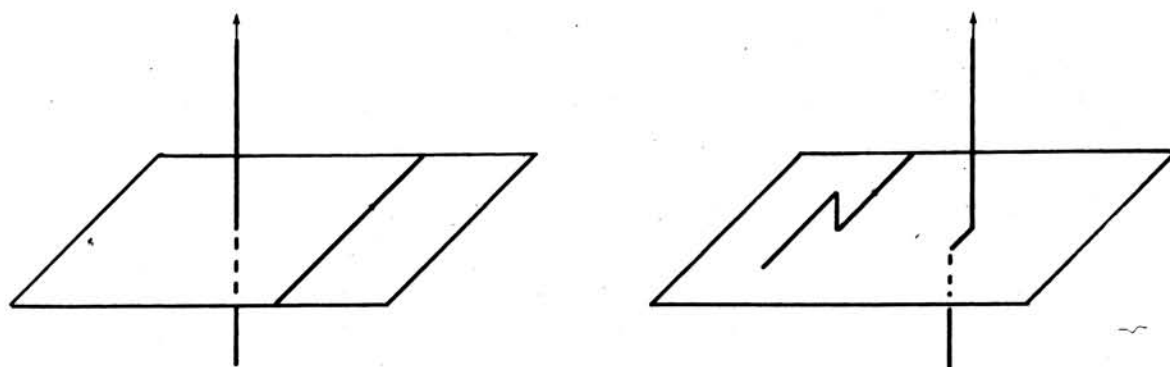
Quand ils sont soumis à l'action de contraintes les solides tendent à se déformer et à se fracturer. Ils tendent aussi à conserver leur état cristallin car c'est l'état de plus basse énergie. A température trop faible pour que la diffusion soit possible et sous des pressions assez importantes pour empêcher la fracturation, la déformation dite plastique intervient. Elle est le résultat de la création et du déplacement de défauts cristallins comme les dislocations, elle est permanente et permet aux solides de rester à l'état cristallin. Cette déformation plastique est régie par deux modes fondamentaux qui sont la translation et le mûclage.

FigA5: modes de déformation

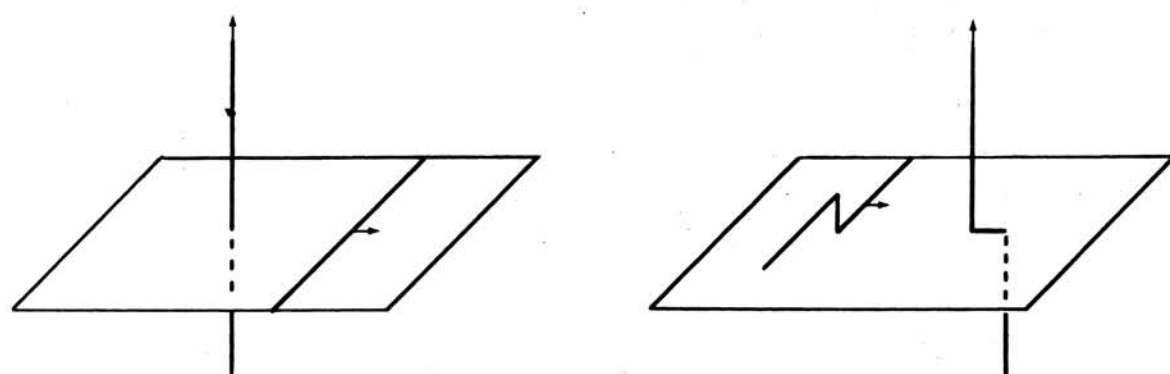




*COIN + COIN*



*VIS + VIS*



*VIS + COIN*

*FigA6: interaction des dislocations*



### 1 - LA TRANSLATION (Fig. A5).

C'est le glissement intracristallin d'un plan réticulaire sur un autre d'une quantité égale à un nombre entier du côté de la maille du réseau qui n'est donc géométriquement pas affecté. C'est la raison pour laquelle elle ne peut être détectée optiquement. Ce mécanisme se produit sans changement de volume.

Les plans de glissement sont généralement les plans à haute densité atomique. La direction de glissement correspond aux alignements suivant lesquels on a le plus d'atomes.

Un système de glissement est la combinaison d'un plan de glissement et d'une direction de glissement dans ce plan.

### 2 - LE MACLAGE (Fig. A5).

Chaque plan réticulaire est cisailé (et non translaté) d'une telle quantité que l'on obtient une image symétrique du réseau cristallin de part et d'autre du plan de macle. Si ce macle est un mode de déformation homogène, la distribution des macles dans un cristal est très hétérogène. Les déplacements atomiques sont imparfaits alors que dans la translation ils étaient parfaits. Les macles apparues dans des conditions différentes ont des caractéristiques différentes au microscope. Celles nées pendant la cristallisation ou par simple cuisson ont l'aspect de bandes aux limites très droites ; celles formées par déformation ont généralement une forme lenticulaire (MITCHELL 1975).

### 3 - LES MODES DE DEFORMATION SECONDAIRES

Translation et macle sont des modes de déformation facilement exprimés quand un cristal seul est déformé. Mais dans un agrégat polycristallin, les minéraux doivent s'adapter les uns aux autres ; cela se fait grâce à des modes de déformation dérivés des deux modes fondamentaux. Ce sont la flexion, la torsion et le pliage.

#### a.- La flexion (Fig. A5) et la torsion

Ce sont les premières réponses du réseau cristallin aux contraintes. Il acquiert une légère courbure. Ces déformations sont élastiques et ne font pas intervenir les dislocations. Elles sont à l'origine des ombres de déformation et des extinctions ondulantes observables au microscope optique. Cette flexion crée cependant un excès de dislocation du même signe (Fig. A7 a-d).

b.- Le pliage (Fig. A5)

Son résultat est communément connu sous le nom de "kink". Il implique un sens de cisaillement parallèle aux surfaces de la bande "pliée" dans une direction normale à l'axe du kink. Cela signifie que ces bandes peuvent être considérées comme équivalentes à un nouveau plan de glissement indépendant du système de glissement lié au minéral. C'est pourquoi le pliage est un important participant à la ductilité des minéraux qui ne possèdent qu'un plan de glissement. Son aspect géométrique a été décrit par STARKEY (1968) et CARTER et al. (1969).

4 - UN PROCESSUS DE DEFORMATION : LE MOUVEMENT DES DISLOCATIONS.

Dans le cas de la translation, déplacer tout un niveau serait trop onéreux du point de vue énergétique. C'est pourquoi elle se fait en réalité par déplacement des dislocations dont le mouvement conduit directement à la déformation plastique.

a.- Mouvement d'une dislocation coin (Fig. A2)

On a vu qu'une telle dislocation ne peut se déplacer que dans un plan, dans une direction perpendiculaire à la ligne de dislocation. On voit sur la figure A3 que deux dislocations coins de signes opposés se déplacent dans des directions opposées et créent de chaque côté du cristal une marche là où elles ont émergé. Leur déplacement, à travers un cristal le partage en une partie glissée sur une partie stable, change la forme de ce cristal sans en modifier la structure atomique. On rappelle qu'à haute température ces dislocations coins peuvent monter donnant ainsi au cristal un mode de déformation supplémentaire.

b.- Mouvement d'une dislocation vis (Fig. A3)

Dans le cas d'une dislocation vis le déplacement est perpendiculaire à la direction de réarrangement atomique. Ainsi on remarque sur la figure que l'état déformé final est le même que celui obtenu avec des dislocations coins, mais les marches, au lieu d'être sur les faces par lesquelles les dislocations vis sont sorties, sont sur les faces perpendiculaires. Les déformations résultant du déplacement d'une dislocation vis ou d'une dislocation coin sont les mêmes pourvu que l'une se déplace perpendiculairement à l'autre ; c'est le cas des boucles de dislocation (Fig. A4). Mais, contrairement aux dislocations coins, une dislocation vis peut se déplacer dans n'importe quel plan.

c.- Mouvement d'une boucle de dislocation (Fig. A4)

La déformation totale est la même que si une paire de dislocations vis ou une paire de dislocations coins s'était déplacée dans le cristal. Mais une dislocation coin se déplace plus vite qu'une dislocation vis, la forme d'une boucle n'est donc pas circulaire. Une boucle en mouvement s'étend pour donner une boucle plus grande.

d.- Mouvement d'une boucle prismatique (Fig. A4)

Il est évident d'après la figure A4 qu'une telle boucle ne peut s'élargir ou se rétrécir sans que l'on ajoute ou que l'on retire des atomes à la dislocation, donc sans faire intervenir un processus de diffusion qui apparaît à haute température. A plus basse température, la boucle ne peut ni se dilater ni se contracter. Elle ne peut se déplacer que dans une direction perpendiculaire à son plan.

e.- Interaction des dislocations (Fig. A6)

Quand des dislocations non parallèles s'intersectent, il se produit une marche (cran) dans chaque ligne de dislocation, égale à la composante du vecteur de Burgers, perpendiculaire à l'autre dislocation. Ce phénomène rend les dislocations moins mobiles.

La déformation plastique des roches est donc essentiellement le résultat de la création et du déplacement des dislocations. Ce qui est essentiel c'est qu'elles ne disparaissent pas quand les conditions de contraintes et de température sont supprimées. Parce que leur distribution est caractéristique non seulement des propriétés rhéologiques du cristal mais aussi des conditions de déformation, elles permettent de déchiffrer l'histoire de la déformation subie (WHITE et al. 1975). Rappelons enfin que pour que la plasticité en trois dimensions d'un ensemble polycristallin se fasse par glissements intracristallins uniquement, le minéral doit pouvoir glisser selon cinq systèmes au moins, indépendants géométriquement (loi de Von MISES).

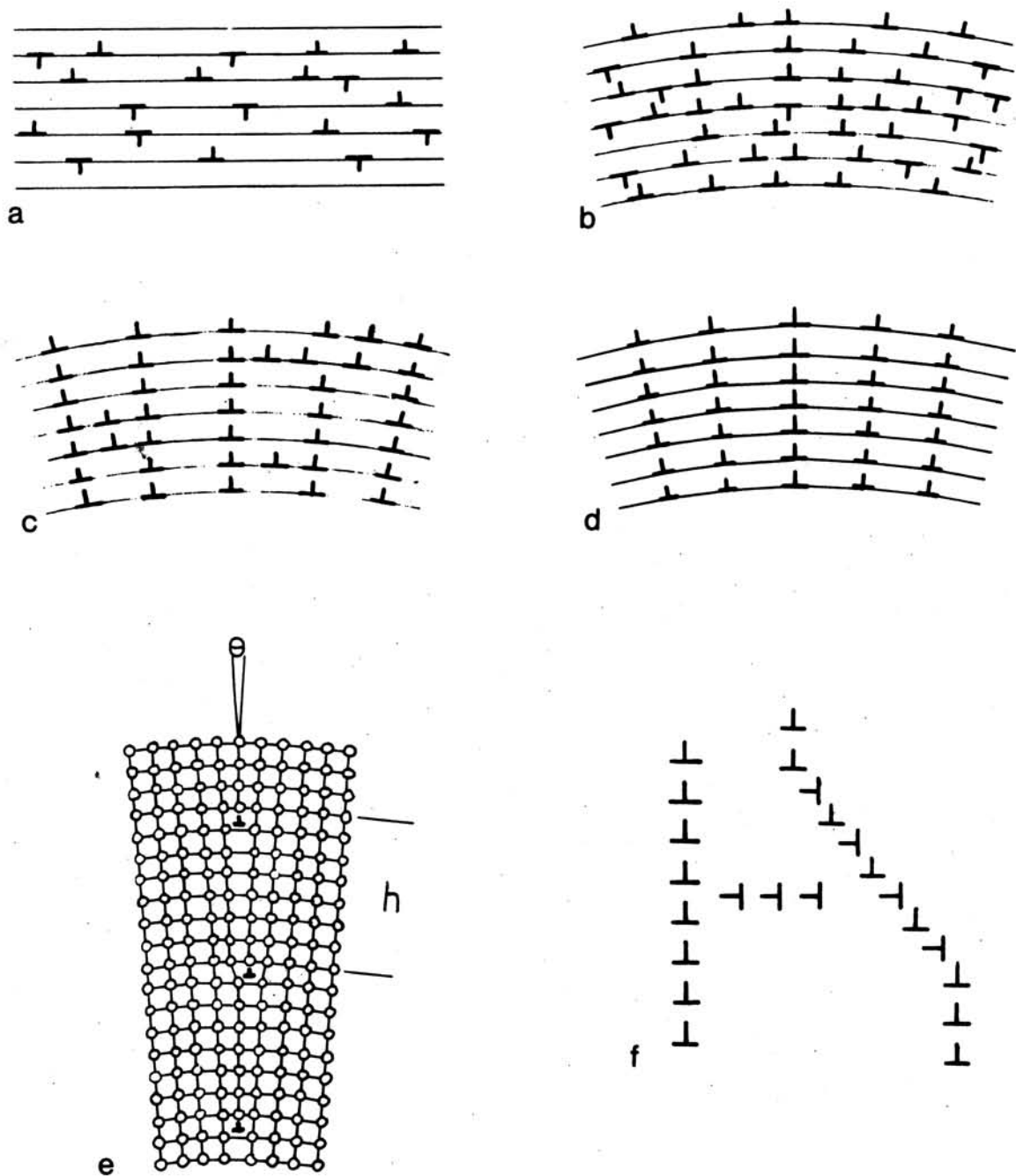
## 5 - LA RESTAURATION.

### a.- Définition

La restauration est le domaine où interviennent les processus qui affaiblissent l'écrouissage. Cette définition "géologique" est plus large que celle admise par les métallurgistes pour qui c'est l'évolution par recuit d'un métal écroui mais avant le début de la recristallisation (conclusion du 7ème Colloque de Métallurgie, 1963, C.E.A., Saclay). Il n'y a ni formation de nouveaux cristaux, ni nucléation. Elle donne naissance à des sous-grains libres de déformation, aux contours anguleux ; ce processus est appelé polygonisation. Les limites qui séparent les sous-grains (sous joints) sont dits "joints d'angle faible" (low angle boundaries) car elles séparent des réseaux qui font un angle généralement d'environ 2° entre eux, et certains plans de ces réseaux correspondent de part et d'autre de cette limite ; ces joints sont aussi semi-cohérents. Ce type de limite est opposé à celui dit "d'angle élevé" (high angle boundaries) qui séparent des réseaux nettement désorientés l'un par rapport à l'autre. C'est le mouvement de deuxième type de joint qui intervient dans la recristallisation. Ils sont également incohérents (aucune relation entre les réseaux de part et d'autre de la limite). La restauration commence quand une densité critique de dislocation est atteinte.

### b.- Les processus

Quand la déformation plastique intervient seule, on obtient un écrouissage de la roche ; la contrainte nécessaire à la translation et au mâclage augmente en même temps que la déformation qui devient turbulente. En effet, les principales causes de cette résistance sont l'interaction des dislocations, l'interférence de différents systèmes de glissement, des obstacles intracristallins au mouvement des dislocations (impuretés atomiques, limites de grains et sous-grains), l'inhomogénéité de la translation qui donne naissance aux bandes d'extinction. Donc le résultat final de la déformation est d'augmenter les contraintes internes du cristal. L'écrouissage est alors affaibli par cette restauration lors d'une phase de fluage (contrainte constante, vitesse de déformation constante (steady state flow)).



FigA7: Polygonisation : a - d : développement au cours de la restauration SPRY 1969

e: sous joint ; relation entre  $\theta$ , b et h READ 1953

f: interaction complexe de sous joints AMELINCKX & al. 1960

L'un des processus les mieux compris de la restauration est celui de la polygonisation étudiée sur différents matériaux tels les métaux, les céramiques, les marbres (HEARD 1968). Elle est activée thermiquement c'est-à-dire que la restauration apparaît dans des conditions de températures supérieures à celles qui assistent la déformation plastique. On a vu que les dislocations coins d'un même signe apparaissent lors de la flexion du minéral (Fig. A7). La température étant suffisamment élevée (ou la vitesse de déformation faible), ces lignes de dislocation émettent ou absorbent des vacances atomiques par diffusion et montée verticale par rapport au plan de glissement. Les dislocations s'arrangent alors en "murs" qui séparent virtuellement des domaines libres de déformation (les sous-grains) et peu désorientés l'un par rapport à l'autre (Fig. A<sub>7e</sub>). Cet arrangement a effectivement pour effet de diminuer l'énergie totale des cristaux. Quand le glissement se fait sur un système unique (micas) les limites des polygones sont pratiquement perpendiculaires au vecteur de glissement ; mais quand il se fait sur plusieurs systèmes les interactions entre murs peuvent conduire à des orientations plus irrégulières des limites (AMELINCKX et al. 1960, Fig. A<sub>7f</sub>).

Dans les minéraux qui nous intéressent géologiquement, la polygonisation a été découverte dans des matériaux d'abord déformés expérimentalement : le quartz (HOBBS 1968, GREEN et al. 1970), l'olivine (RALEIGH et al. 1970, CARTER et Avé LALLEMANT 1970) et l'enstatite (RALEIGH et al. 1971). Puis elle a été observée dans des échantillons naturellement déformés (WHITE 1971, BOLAND et al. 1971). Les expériences sur les métaux ont montré que la taille des sous-grains varie de façon inversement proportionnelle à la contrainte imposée (WEERTMAN 1970). Une tendance semblable a été observée par RALEIGH et al. (1970) dans l'olivine. CARTER (1971) a analysé les données alors acquises sur différents silicates ; voir aussi NICOLAS et al. (1976).

### c. - Restauration statique et dynamique

Très vite, les auteurs ont été d'accord sur la présence de structures dues aux dislocations dans des roches naturellement déformées. Mais la controverse existe encore pour situer le moment où cette restauration apparaît et le régime sous lequel elle se développe. Ainsi Mac LAREN et al. (1972) suggèrent que les quartz observés montrent que cette restauration est statique



(par cuisson uniquement) et la restauration est donc postérieure à la période de déformation. Par contre WHITE (1971, 1973, 1975 a) pense qu'elle est dynamique, qu'elle est une partie intégrante du processus de déformation, et apparaît lors du fluage et de l'écrouissage.

Il existe une légère différence entre les structures produites lors de ces deux régimes. La densité des dislocations dans les sous-grains nés dans des conditions dynamiques est supérieure à celle des sous-grains formés de façon statique où seules se trouvent les dislocations géométriquement obligatoires (HU 1963). Quand le fluage se fait grâce aux dislocations, il est caractérisé par, simultanément, une augmentation de la déformation interne (génération de dislocations, enchevêtrements, glissements) et une diminution (les dislocations s'annihilent, relaxation des contraintes). Ce phénomène de fluage est connu comme étant la réponse d'un matériau qui se déforme sous une contrainte constante. Il est favorisé par la température, c'est pourquoi c'est un mécanisme important de déformation dans les roches du faciès granulite, quand la recristallisation n'a pas encore lieu. La taille de ces sous grains est inversement proportionnelle à la contrainte exercée, mais est indépendante de la déformation.

d.- Relation entre  $\vec{b}$  et la déviation du réseau (Fig. A<sub>7e</sub>)

Il existe dans la polyganisation une relation entre h (espacement des dislocations sur un mur) la longueur b du vecteur de Burgers et la différence d'orientation entre les cristaux  $\theta$  en radians :  $\theta = \frac{b}{h}$  (READ 1953)

## 6 - LA RECRISTALLISATION

a.- Définition et processus

La recristallisation apparaît à plus haute température que la restauration et efface dans les cristaux toute trace optique de déformation. C'est le processus qui conduit à un nouvel état mono ou polycristallin. Elle peut s'effectuer sous l'effet de la déformation plastique ; mais elle peut également prendre place après la déformation, par simple cuisson. Donc comme la restauration, elle peut être dynamique ou statique. La recristallisation c'est la croissance de nouveaux cristaux libres de toute déformation, dont les limites



sont des joints d'angle moyen ou élevé ; elle implique le mouvement de joints préexistants et la croissance de nouveaux grains.

Le processus de recristallisation se situe donc à deux niveaux :

. Croissance par mouvement des joints (comme le rappellent BELL et al. (1973), les joints dentelés ou lobés sont le résultat de la migration localisée de joints initialement droits ou légèrement courbes), y compris les murs de dislocations (BERGHEZAN et al. 1960), bien qu'ils aient une faible mobilité (DOHERTY 1974).

. Nucléation et croissance de nouveaux cristaux.

La température minimale requise pour la recristallisation dépend de la nature du matériau, de l'énergie de déformation, de la vitesse de cette déformation et de l'environnement chimique. Mais pour que cette recristallisation puisse avoir lieu, il est nécessaire que la déformation plastique atteigne une certaine valeur (CHAUDRON 1963). Comme je l'ai signalé, on oppose la recristallisation par recuit (statique) à la recristallisation syntectonique (dynamique).

. La recristallisation statique (postérieure à la déformation) apparaît sous pression hydrostatique élevée et peut altérer la "fabrique" apparue par ailleurs.

. La recristallisation dynamique est un processus efficace dans la réorientation. Elle a été d'abord produite expérimentalement par CARTER et al. (1964).

#### b.- Recristallisation statique

GRIGGS et al. (1960) ont montré que le comportement des silicates lors d'un recuit est semblable à celui des métaux. On a ainsi une nette diminution de la densité des dislocations dans les cristaux par les mêmes processus que lors de la restauration (migration vers les joints, annihilation etc...). Là aussi le résultat est une réduction de l'énergie interfaciale des cristaux qui prennent une taille plus grande.

Pendant cette recristallisation il y a également un phénomène de nucléation homogène ou hétérogène (SPRY 1969). Dans ce cas là, on peut presque parler de

cristallisation plutôt que de recristallisation qui existe cependant, puisque les minéraux préexistants croissent de façon régulière. Ainsi l'importance de la recristallisation statique est une fonction du temps de cuisson. Elle oblitère la microstructure originelle remplacée par une microstructure qui implique l'état de plus basse énergie possible, c'est-à-dire un agrégat polycristallin équi-granulaire polygonal. La taille finale des cristaux dépend du temps, de la diffusivité du matériau, de la présence de solvants et surtout de la présence d'impuretés ou d'autres cristaux à pouvoir de recristallisation plus faible.

Les noyaux apparus pendant une "cuisson" ont une orientation dirigée par celle du réseau du cristal hôte ou adjacent (DILLAMORE 1964). Ce contrôle peut être suffisamment important pour que l'orientation des cristaux dus à la recristallisation donne la même "fabrique" (mais moins prononcée) que celle originelle (RANSOM 1971).

#### c.- Recristallisation dynamique

On a vu que lors de la restauration dynamique, il y avait simultanément création de dislocations dans les sous grains, et disparition de ces dislocations par (entre autres) leur migration vers les sous joints (AUST 1963). En même temps que la déformation s'accroît, cette migration a pour effet d'augmenter la déviation des réseaux de part et d'autre de ces limites (GAROFALO et al. 1961, HOBBS 1968). Quand un sous grain devient-il un nouveau cristal ? Comme la déviation est progressive, il faut se fixer une limite théorique, et toujours discutable. S. WHITE (1976) pense que lorsque l'angle entre les réseaux adjacents est supérieur à 8, 10° on a deux nouveaux cristaux de quartz, parce que c'est la valeur de désorientation au delà de laquelle toute trace du minéral père disparaît sur des photos prises au microscope polarisant. POIRIER et al. (1975) admettent un angle légèrement supérieur (12°) pour l'olivine. Il semble donc que pour les minéraux cette valeur tourne autour d'une dizaine de degrés. Comme le fait S. WHITE (1976) nous admettrons pour tout autre minéral que cette recristallisation commence quand toute trace du vieux minéral disparaît au microscope commun.

La recristallisation répétée comme partie intégrante de la déformation est bien connue des métallurgistes (SAH et al. 1969, 1974, STÜWE et al. 1974). Ce n'est que récemment qu'elle a été invoquée par des géologues (WHITE 1975a, 1976a,

POIRIER et al. 1975). Cette recristallisation relaye la restauration si cette dernière ne peut empêcher un trop important accroissement de la densité de dislocations. L'énergie interne est alors soulagée par la formation de nouveaux cristaux libres de déformation (et qui n'ont que les dislocations obligatoires cristallographiquement). La première phase de recristallisation se développe au delà d'un état de déformation critique. Les nouveaux grains sont eux mêmes soumis à la déformation et recristallisent. SAH et al. (1974) ont montré que la taille finale des cristaux dépend des contraintes appliquées et est indépendante de la taille initiale de ces cristaux. S. WHITE (1976a) a montré que ce même phénomène apparaissait pendant la déformation naturelle du quartz.

Nous avons dit que la recristallisation est un des processus dominants dans l'orientation d'une roche. L'orientation préférentielle peut être développée par (VERNON 1976) :

- . Croissance préférentielle des cristaux les moins déformés qui "avalent" ceux qui sont plus déformés (et qui possèdent donc une densité de dislocation plus élevée) car initialement orientés de façon moins favorable. Il y a diminution de l'énergie totale.

- . Nucléation orientée sans doute par les contraintes à l'origine de la déformation.

- . Croissance orientée par la migration plus rapide de certains joints (comme les joints cohérents). Ce phénomène est également contrôlé par les contraintes.

La recristallisation est donc la synthèse de plusieurs phénomènes :

- . Désorientation croissante des sous grains (lors d'une déformation croissante) jusqu'à ce qu'ils s'individualisent en nouveaux cristaux (de taille égale aux sous grains initiaux).

- . "Nucléation" de nouveaux cristaux peut-être dans les zones de haute contrainte.

- . Croissance des néocristaux et des noyaux par migration de leurs limites à grand angle.

## ANNEXE II

A propos des microstructures dans le faciès granulite.

## I.- LES MICROSTRUCTURES INTERGRANULAIRES.

A la suite de BELL et al. (1973), VERNON (1976), HOBBS et al. (1976) j'adopte le terme de "microstructure" plutôt que celui de texture (SPRY 1969, JOPLIN 1968, STAUFFER 1969) pour décrire la taille, la forme, la distribution, l'orientation et l'état de déformation des minéraux constituant la roche observée. L'une des raisons de ce choix est que "microstructure" est le terme utilisé par les métallurgistes pour nommer l'arrangement mutuel des cristaux dans un agrégat polycristallin (SMITH 1964). Cette microstructure est le résultat de l'ajustement à l'état solide des minéraux, qu'ils subissent une déformation dans un champ de contraintes anisotrope ou non. Dans la mesure où les contraintes seront inégales suivant leur orientation dans l'espace, il pourra se développer une orientation de la roche (texture des métallurgistes).

La microstructure désigne :

- soit l'agencement des cristaux : elle est alors intergranulaire (SPRY 1969) et se rapporte aux joints des minéraux, à leur forme, leur taille et leur orientation.
- soit l'état de déformation des cristaux : elle est alors intragranulaire (SPRY 1969). Il s'agit d'étudier les zones d'extinction, les mâcles, les kinks, les sous-grains mais aussi les exsolutions et les inclusions observées dans ces minéraux. C'est à cette microstructure intragranulaire que se rattachent les observations faites au microscope électronique à transmission.

La microstructure intergranulaire dans les roches du faciès granulite peut, comme dans les autres faciès du métamorphisme, se présenter sous trois aspects (SPRY 1969):

- Relictuelle : la microstructure observée est d'origine anté-métamorphique et n'a pas été oblitérée par ce métamorphisme.
- Typomorphe : la microstructure s'est développée pendant le métamorphisme.
- Surimposée : la microstructure observée est la conséquence d'évènements postérieurs au métamorphisme, qui n'ont aucune relation avec lui.

#### 1.- Microstructures intergranulaires rélictuelles.

Elles existent dans le faciès granulite ; elles peuvent être d'origine :

a) SEDIMENTAIRE : stratifications entrecroisées (MATTE 1968) fossiles conservés (algues dans le Haut-Allier), ripple marks et différents critères de polarité (Ecosse, Norvège : TOURET 1969).

b) ERUPTIVES : ophitique (Canada, BOYLE 1961), doléritique (Haut-Allier) zonation et courants de convection dans l'anciennes chambres magmatiques.

c) METAMORPHIQUE : foliation et plis (Haut-Allier ?)

#### 2.- Microstructures intergranulaires typomorphes.

Ce sont de très loin les microstructures les plus courantes dans le faciès granulite où, lorsque la rétro-morphose n'apparaît pas, presque tous les minéraux sont symmétamorphiques. La granulométrie souvent très fine dans ces roches a fait considérer leur microstructure comme blastomylonitique au moins en Saxe (WATZNAUER 1969), microstructure blastomylonitique parfois supposée omniprésente dans ce faciès (COGNE et al. 1961, WATZNAUER 1969). En fait KATZ (1968) et surtout MOORE (1970) ont essayé de distinguer les différents groupes de microstructures et d'en standardiser la terminologie. KATZ (1968) propose ainsi une évolution chronologique des différents stades microstructuraux (en reprenant la terminologie de BUDDINGTON 1939) :

"Structure en mortier" → "structure ocellée" → "structure flasérisée" →  
"structure granoblastique" à "quartz en plaquette"

Cette classification, outre qu'elle implique une signification génétique, présente l'inconvénient d'être basée sur des critères insuffisants. C'est pour-quoi je m'associerai plutôt à la classification proposée par MOORE (1970) qui affine la division des différents groupes par une observation plus détaillée. Mais cette classification restait incomplète ; c'est pourquoi COLLERSON (1974) proposait à son tour une classification plus indépendante des implications gé-nétiques mais encore insatisfaisante. Il me semble donc nécessaire de la repren-dre en étudiant les divers éléments microstructuraux.

a) LES JOINTS.

Ils ont le contact entre deux minéraux. Ces minéraux peuvent apparte-nir à la même phase, ou à deux phases différentes. Les joints ont fait l'objet de nombreuses études qualitatives et quantitatives (BERTHELSEN 1960, KRETZ 1966 a,b, MAHAN et al. 1968, SPRY 1969, FLINN 1969, VERNON 1968, 1970, 1976)

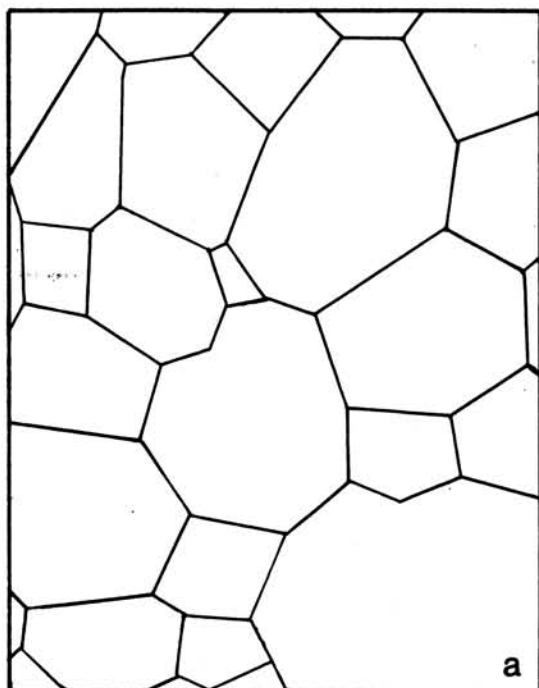
i) Les joints sont rectilignes (fig. A<sub>8a</sub>) et tendent à se rencontrer à des "points triples" où ils font un angle moyen de 120° lorsqu'on a une seule phase en présence (VERNON 1970). La microstructure est polygonale (MOORE 1970, VERNON 1976).

ii) Les joints sont courbes (fig. A<sub>8b</sub>) quand ils séparent deux phases différentes (VERNON 1970) la courbe représente la position d'équilibre lors d'un ajustement à l'état solide ; l'énergie de surface est minimale. Ces joints tendent à se rencontrer en formant des angles vrais inférieurs à 120°. C'est parce que ce sont deux phases qui sont en présence que cette réduction d'angle existe. La courbure du joint et cet angle plus faible suggèrent que l'énergie sur les joints de minéraux de même phase est supérieure à celle qui existe sur les joints de phases différentes (VERNON 1970, 1976). Mais que le joint soit courbe ou droit, ces deux formes sont le résultat d'un même processus physique et d'un même équilibre. Donc, dans les deux cas nous dirons que la microstructure est polygonale.

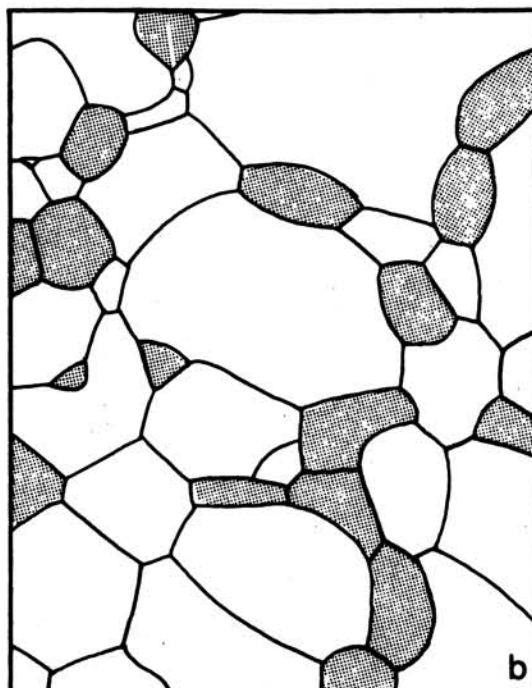
iii) Les joints peuvent être lobés ou amiboïdes (fig. A<sub>8c</sub>) . Ce sont des lignes courbes et sinueuses ; les minéraux s'interpénètrent légèrement (BERTHELSEN 1960, SPRY 1969). Cet état dénonce leur migration locale (ETHERIDGE et al. 1974).



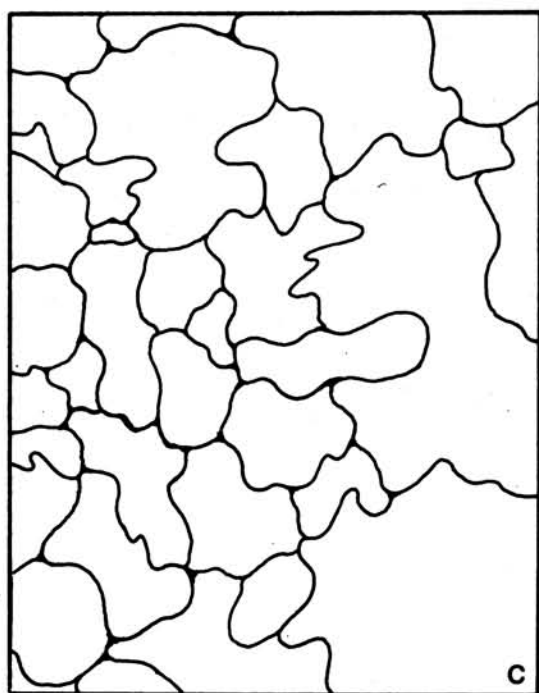
*rectilignes*



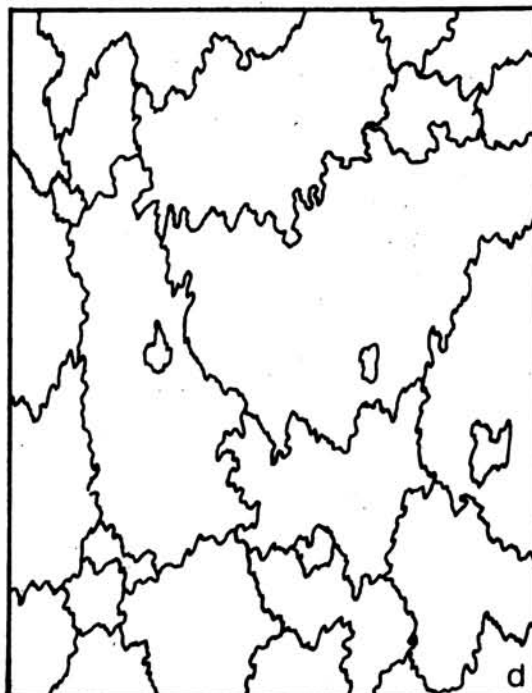
*courbes d.a.p. VERNON 1970*



*lobés*



*suturés*



*Fig A8: Types de joints rencontrés dans le faciès granulite*

Alors une telle forme pourrait être due à un compromis entre le rôle moteur de facteurs cristallographiques, et le rôle retardateur des impuretés (AUST et al. 1958, WESTBROOK 1967).

iv) Les joints peuvent être suturés (fig. A<sub>8d</sub>). Ils sont alors très sinueux ; les minéraux s'interpénètrent et s'enchevêtrent. C'est un stade très évolué des joints lobés (BERTHELSEN 1960). Les minéraux sont suturés.

Ces différents types de joints dans cette classification ne peuvent qu'avoir un rôle descriptif. Mais comme le fait remarquer SPRY (1969) les joints ont un autre aspect : l'angle qui existe entre les réseaux cristallins de part et d'autre de leur limite. Mais leurs orientations ne peuvent être étudiées que :

- lorsque le joint est rectiligne ou à peu près,
- lorsqu'il sépare deux minéraux de la même phase.

Ceci concerne donc plus la microstructure intragranulaire qu'intergranulaire.

#### b) LA TAILLE DES MINÉRAUX.

C'est un élément important dont la classification proposée par MOORE (1970) tient compte. Ainsi propose-t-il :

- Si tous les minéraux des principales phases constitutantes ont la même taille la microstructure est "équigranulaire".
- Si on a une fréquence bimodale de la taille des minéraux de ces mêmes phases on a une microstructure "inéquigranulaire".
- Si la fréquence de la distribution des tailles des minéraux présente une gradation complète du plus fin au plus gros on a une microstructure "sériee".

Comme le souligne COLLERSON (1974), si l'on s'en tient à la définition stricte, la microstructure "inéquigranulaire" au sens de MOORE n'existe pas. C'est pourquoi on se contentera de deux groupes.

- Microstructure équigranulaire si tous les minéraux des principales phases constitutantes ont la même taille (ou sensiblement).
- Microstructure inéquigranulaire (plutôt que sériee qui a un sens bien défini) lorsque les minéraux des principales phases constitutantes ont des tailles différentes.

On remarquera que dans le cas d'une microstructure polygonale inéqui-granulaire, les grands cristaux présentent un nombre de joints supérieur à celui des petits cristaux qui peuvent n'en montrer que trois (fig. A<sub>8a</sub>). Ce phénomène est dû à la tendance de la roche à minimiser son énergie de surface. Les petits cristaux disparaissent au bénéfice des gros qui perdent ainsi une face (SMITH 1964, VERNON 1976).

COLLERSON (1974) fait également intervenir la taille absolue des minéraux. Il est certainement utile de savoir si le grain de la roche est fin, moyen, ou grossier (BERTHELSEN 1960), mais c'est un critère d'observation macroscopique qui ne peut s'appliquer qu'aux roches relativement peu déformées. Son emploi reste donc assez limité. Comment déterminer la taille des minéraux d'une roche "flasérisée" ?

c) LA FORME DES MINERAUX.

Elle ne peut être prise en considération car ils ont tous les éléments de symétrie différents. Donner une telle précision ne peut être dans une classification qu'un document annexe. Rappelons à ce propos que la forme en "platten quarz" a été considérée à tort (comme le fait remarquer WATZNAUER 1969) comme typique du faciès granulite. Dans les granulites en plaquette, quartz et plagioclases sont longs et étirés dans une fine matrice équi-granulaire de ces mêmes silicates. Comme le fait MOORE (1970) on se contentera de dire que cette structure est inéqui-granulaire (ou sériée). Que tel disthène soit automorphe ou plissé reste un cas plus individuel que général.

d) DISTRIBUTION ET ORIENTATION DES MINERAUX.

Ce sont les deux derniers éléments nécessaires à une classification. Je les mets ensemble car la distribution des minéraux (micas dans un plan de foliation) est très souvent liée à l'orientation de la roche. Cependant on connaît des cas où cette distribution peut exister sans qu'il y ait pour autant d'orientation de la microstructure. Ainsi des bancs d'amphiboles totalement recristallisées dans des marbres et cipolins (Bessède). C'est également le cas des marbres à diopsides qui montrent deux types de microstructures : microstructure polygonisée équi-granulaire dans les zones riches en pyroxènes ; microstructure inéqui-granulaire interlobée dans les zones riches en calcite (MOORE 1970).

Dans ce cas on dira que la roche est litée, ou mieux, pour éviter toute implication génétique, rubanée (MARCHAND 1974) par opposition aux roches foliées où l'orientation est d'origine tectonique.

L'orientation est une notion très nuancée. Et, comme le rappellent COLLERSON et al. (1970) elle peut être plus ou moins prononcée suivant l'orientation de la section observée par rapport à la linéation. La position de la lame mince (coupée parallèlement (P) ou normalement (N) à la linéation) doit donc être précisée, le plan de la lame étant toujours perpendiculaire au plan de foliation. Dans cette classification, on est obligé de s'en tenir aux orientations observables au microscope optique. Et si une roche peut être orientée, c'est le cas des roches dites "flasérisées" où les cristaux sont en lentilles ou en rubans, mais sont alors séparés par des passées plus finement cristallines libres de déformation. Une roche peut aussi être très peu orientée (c'est le cas d'une roche polygonale équi-granulaire mais où toutes les biotites sont sensiblement parallèles ; l'orientation de cette roche est "voilée" (granulites du Moine (SPRY 1969) planche 31). Entre le stade "flasérisé" et le stade "voilé" on rencontre tous les intermédiaires.

Quand la roche est constituée d'une matrice très finement cristalline, présentant des caractères de lamination marqués, et enveloppant des petits "mégacristaux" on peut utiliser le terme de "microstructure mylonitique". Mais il est alors très difficile de dire si cette microstructure est typomorphe ou surimposée. C'est pourquoi il faut la placer ici avec certaines réserves.

Dans une telle classification on ne peut utiliser le terme de "flasérisée". En effet une roche "flasérisée" c'est une blastomylonite à grain grossier due au métamorphisme consécutif au mouvement d'une faille. La roche était à l'origine une roche plutonique. Les micas y enveloppent les yeux de feldspaths et/ou de quartz ; les minéraux recristallisés ou néoformés sont abondants. Le terme de "flaser structure" est appliqué à une roche cisailée ou écrasée en masses lenticulaires séparées par des passées finement cristallines. Des lentilles ou phacoïdes conservent la texture originellement ignée de la roche" (JOPLIN 1968). On ne peut donc retenir ce terme parceque le faciès granulite réunit des roches de métamorphisme régional (et non lié à une faille), et parceque la microstructure à laquelle il était appliqué par KATZ (1968) et MOORE (1970) est un type qui se rencontre aussi bien dans les roches d'origine éruptive (flaser gabbro) que dans les roches paradérivées.

On doit donc également rejeter le terme de structure en mortier qui est "une structure due à l'écrasement et dans laquelle des petits minéraux entourent ou apparaissent dans les fractures des autres minéraux" (JOPLIN 1968). Là encore le terme est chargé d'une implication génétique cataclastique. En outre il ne peut pas être appliqué à la roche dans son ensemble, mais trop souvent qu'à un minéral constitutif de cette roche. On pourra dire que tel minéral présente une structure en mortier (feldspaths, amphiboles), mais il faut éviter le terme pour décrire la microstructure de la roche.

Les roches du faciès granulite non encore décrites dans cette classification se présentent sous deux aspects. Dans un premier cas tous les minéraux sont déformés, mais ont des contours assez francs (présentent peu de circonvolutions). Les différents cristaux affectent une forme lenticulaire ou en amande. Nous appellerons ce type de microstructure oeuillée, ce qui correspond bien à la forme général de chaque cristal.

Dans un deuxième cas les minéraux déformés qui ont aussi une forme oeuillée sont séparés par des passées plus finement cristallines, où les minéraux présentent peu de critères de déformations optiques. Ces passées ont très souvent une microstructure polygonale équi-granulaire ce qui les a faites appeler des zones recristallisées. Ces chenaux enveloppent les cristaux déformés. A l'instar de COLLERSON (1974) on appellera ce type de microstructure anastomosé. Ce terme étant en anglais comme en français appliqué à "un cours d'eau dont le tracé est divisé en nombreux bras qui se séparent et se réunissent fréquemment", ce qui décrit bien l'habitus des zones polygonales ici présentes. En résumé on a donc plusieurs types de microstructures que l'on peut situer dans le tableau (fig. A<sub>9</sub>) proposé ici. On remarquera que les roches du faciès granulite quartzo-feldspathique rencontrées en Saxe et célèbres pour leurs "platten quarz" qui a fait couler tant d'encre se placent ici dans le type de microstructure anastomosée, et il est inutile de proposer un type de microstructure granoblastique étirée ("grano blastic elongate") comme le fait COLLERSON (1974).

La diversité des différentes microstructures typomorphes rencontrées dans les roches du faciès granulite montre bien qu'il faut absolument exclure toute implication structurale dans une nomenclature des roches catazonales, (BEHR et al., MEHNERT 1972) dont même la taille des minéraux peut être très variable.



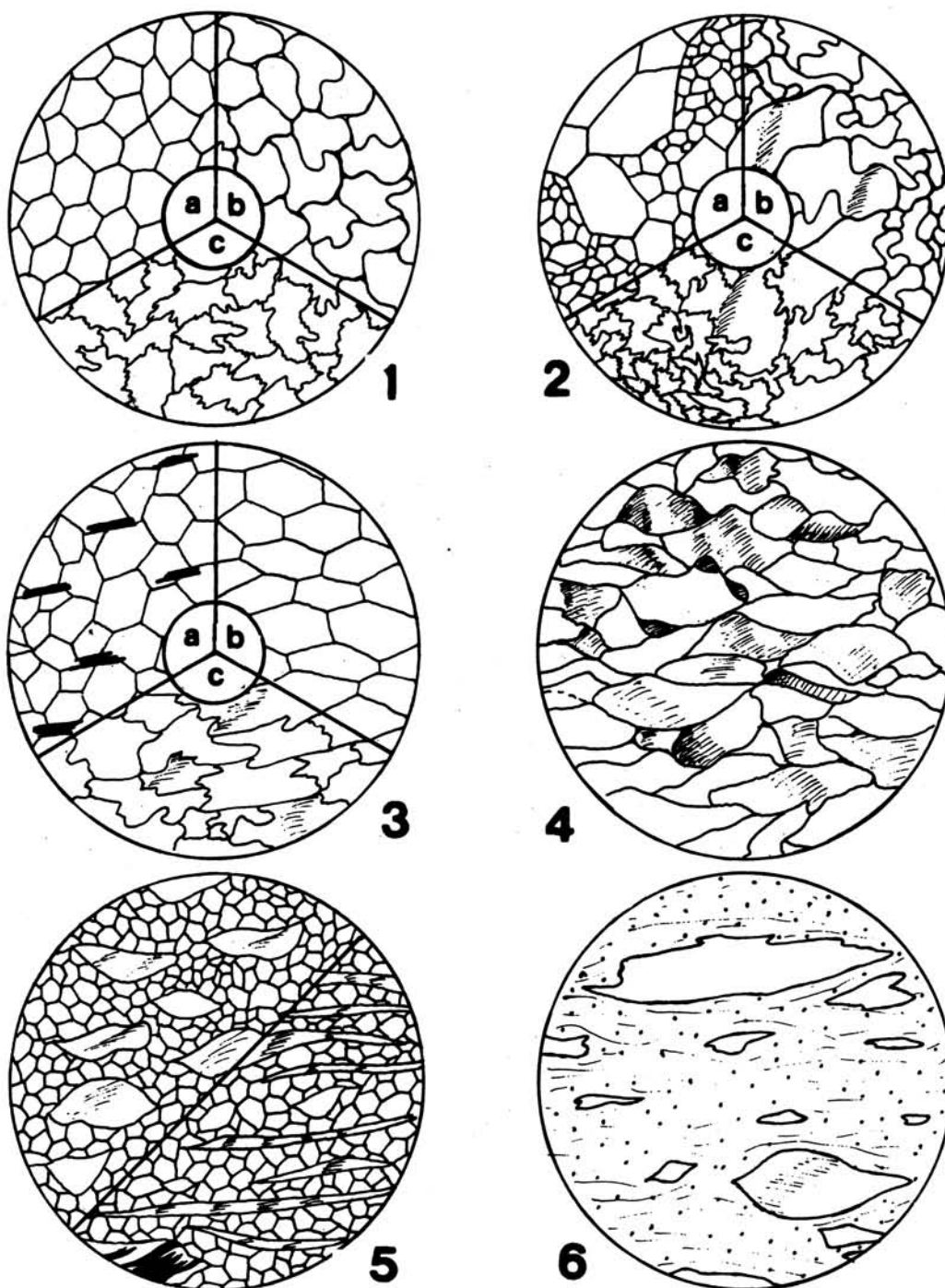


Fig. A<sub>9</sub> : Microstructures des roches granulitiques

Rubanée ou non	sans orientation		équigranulaire	polygonale 1a	granuloblastique (BINNS 1964)
			équigranulaire	lobée ou suturée 1b, 1c	
			inéquigranulaire	polygonale, lobée ou suturée 2	
non rubanée	orientée		inéquigranulaire	polygonale 3a (lobée ou suturée)	voilée
	foliée	N	équigranulaire	polygonale lobée ou suturée 3a 3b 3c	voilée
		N et P	équigranulaire	minéraux pratiquement jointifs, ayant une forme en amande, à traces nettes de déformation 4	oeillée
			inéquigranulaire	ensembles équigranulaires polygonaux entourant des porphyroclastes 5	anastomosée (COLLERSON 1974)
	mylonitique		matrice finement recrystallisée enveloppant des mégacrists déformés 6		voir littérature spécialisée

Comme pour les autres roches métamorphiques il est donc nécessaire de donner assemblage minéral et microstructure de façon séparée. Une paragenèse anhydre doit être le fait déterminant qui permet de parler de faciès granulite.

Enfin on ne peut finir la description microstructurale d'une roche du faciès granulite, comme de tout autre roche métamorphique, sans préciser la présence de minéraux ante-tectoniques, s'il y en a, et qui affectent alors le schéma typomorphe de la roche. La distinction entre minéraux ante, syn et post déformation fait autant appel à des observations intergranulaires qu'intra-granulaires (schistosités internes). Nous avons rappelé les différents critères qui permettent de les distinguer (p. 47).

### 3.- Microstructures surimposées.

Elles sont la conséquence d'événements géologiques sans rapport avec le métamorphisme et qui lui sont postérieurs. Elles peuvent être :

- d'origine tectonique : mylonitisation, cataclase ;
- d'origine métamorphique :
  - . structures coronitiques rétrogrades (LEYRELOUP et al. 1975) ou progrades (DE WIT et al. 1975);
  - . blendage de minéraux, développement d'un autre métamorphisme (zones polymorphiques SPRY 1969, LAURENT, BLADIER 1974).

#### a) LES MICROSTRUCTURES D'ORIGINE TECTONIQUE.

Elles ont fait l'objet de nombreux travaux, car elles présentent des caractères de déformation et elles impliquent des processus qui leur sont propres. Leur étude est un domaine de spécialisation et leur terminologie est encore discutée (BELLIERE 1971, HIGGINS 1971, BELL et al. 1973, LAURENT 1974, BLADIER 1974).

#### b) LES MICROSTRUCTURES D'ORIGINE RETROMORPHIQUE.

Elles ne peuvent être classées car elles sont ponctuelles ; ou impliqueraient des séquences génétiques qui, dans l'état des connaissances actuelles sur la rétromorphose ne peuvent être généralisées. C'est pourquoi l'étude de la rétromorphose reste encore plus dans le domaine des pétrologues que dans celui des structurologues.



Cependant nous rappellerons que les zones rétro-morphiques ont trois habits :

- Bien délimitées, elles correspondent à des "shear zones" où se sont concentrés les constituants mobiles et l'eau des roches environnantes (BOYLE 1961).
- A l'échelle régionale (quoique les exemples soient d'extension réduite comme le signalent TURNER et VERHOOGEN 1960 p. 486), ce sont des zones crystallophylliennes dans lesquelles apparaissent de temps en temps, et apparemment de façon aléatoire des roches d'un plus haut degré métamorphique que la roche encaissante, ainsi que des minéraux isolés d'une paragenèse de plus haut degré. On considère alors en général que les terrains encaissants représentent des roches du plus haut degré métamorphique rencontré qui ont subi à grande échelle une rétro-morphose. Une telle rétro-morphose a été décrite en détail par WINDLEY (1969). On en connaît de nombreux exemples ; BERTHELSEN 1960, HEPWORTH 1964, VERNON et al. 1971, Mac GREGOR 1973, WAGNER et al. 1975, GLASSLEY 1975.
- A un niveau ponctuel nous rappelons que CARPENTER (1968) propose un modèle dans lequel la rétro-morphose apparaît dans la crête des plis. La rétro-morphose étant un élément important dans le terrain que nous avons étudié, nous en ferons un chapitre spécial.

c) LES MICROSTRUCTURES D'ORIGINE METAMORPHIQUE.

Elles couvrent en partie les microstructures d'origine rétro-morphique. Elles englobent également la présence de minéraux post-tectoniques et sont les structures typomorphes de ce nouveau métamorphisme.

II. - LES MICROSTRUCTURES INTRAGRANULAIRES.

Comme nous l'avons écrit au début de cette annexe, la microstructure intracrystalline est essentiellement l'état de déformation des minéraux, mais c'est aussi l'étude de toute structure incluse dans un minéral. Comme pour les microstructures intergranulaires on pourra différencier les microstructures intragranulaires rélictuelles, typomorphes et surimposées.

## 1.- Les inclusions.

Ce sont elles qui soulignent par exemple la schistosité interne d'un minéral. Elles sont donc un élément important et heureusement fréquent dans les minéraux. Elles peuvent être de deux types principaux :

### a) LES INCLUSIONS FLUIDES.

Leur étude est un domaine de spécialisation (TOURET 1971, BILAL 1976). Très minutieuse, elle permet d'obtenir en plus de la composition chimique de la phase fluide lors de la cristallisation, des données sur les conditions de température et de pression régnant au moment de leur formation. Au point de vue structural elles peuvent être un bon indicateur ; ainsi, lors d'un "recuit" où seul le processus thermique (statique) intervient, ces inclusions tendent à "décorer" les dislocations. Suivant leur position au sein de cristaux, de sous-grains, ou sur les limites des sous-grains, on peut avoir une idée du processus majeur de la déformation observée (recristallisations statiques ou dynamiques).

### b) LES INCLUSIONS MINÉRALES.

Elles ont été étudiées particulièrement par VERNON (1970, 1975 a, b, 1976). Il est souvent difficile de dire si elles sont rélictuelles (c'est le cas d'inclusions qui dans un minéral ante-tectonique ante-metamorphique soulignent une ancienne schistosité) ou typomorphes ou surimposées (comme les chlorites de rétro-morphose dans un grenat). Leur forme dépend des rapports de symétrie du minéral hôte et du minéral en inclusion. Si les deux minéraux sont isotropes (VERNON 1970, 1976) les inclusions minérales sont approximativement sphériques, mais si une phase très anisotrope est incluse dans une phase isotrope, les inclusions seront très allongées (VERNON 1968, 1970, 1976). Ces différentes formes sont dues, comme dans le cas des surfaces décrites dans les microstructures intergranulaires, à la tendance à minimiser l'énergie de surface qui existe entre minéral hôte et inclusion (RAST 1965). Comme l'affirme SPRY (1969) les inclusions sont, en général, antérieures au minéral dans lequel elles sont incluses.

## 2.- Les exsolutions.

Elles sont un phénomène encore mal dominé, comme les réactions solide/solide en général. Il est difficile de dire s'il s'agit d'un effet thermodynamique ou cinématique. De telles réactions intragranulaires sont connues dans les silicates (feldspath, plagioclases, pyroxènes, amphiboles) et sont utilisées pour interpréter les réactions de subsolidus pendant le refroidissement (ROSS et al. 1969), ou sont interprétées comme indicateurs de plans de déformation (ETHERIDGE 1975). Elles sont un problème que nous n'avons pas abordé.

## 3.- Les indices de déformations.

### a) RELICTUELLES.

Ils sont observables par exemples dans les minéraux ante-tectoniques. Ce sont les mêmes que ceux décrits en détail pour la déformation typomorphe.

### b) TYPOMORPHES.

Ce sont les stades de déformation les plus fréquents. Leur description peut être faite au microscope classique ou de façon plus détaillée, menée au microscope électronique. C'est cette technique que nous avons employée.

### c) SURIMPOSEES.

Ce sont ceux qui correspondent à un épisode de déformation postérieur à celui, synchrone du métamorphisme, et sans relation avec lui. La mylonitisation et la cataclase des minéraux, les états de déformation observés dans des minéraux de rétro-morphose sont rélictuels.

En conclusion sommaire nous remarquerons que tous ces phénomènes cristallins sont identiques à ceux étudiés par les métallurgistes. La haute température liée au faciès granulite favorise peut-être la grande similitude entre les phénomènes dans deux matériaux à priori éloignés. Ce faciès métamorphique est donc certainement l'un des plus aptes à être soumis au même type d'étude que celles faites sur métaux, verres et céramiques.

## BIBLIOGRAPHIE

- AGAR A.W., ALDERSON R.H., CHESCOE D., 1974.- Principles and practice of electron microscope operation. In "Practical methods in electron microscopy", vol. 2, Glauert A.M. Ed. North. Holland Publ. Comp. Amsterdam, 345 p.
- ALBAREDE F., 1976.- Thermal models of post-tectonic decompression as exemplified by the Haut-Allier granulites (Massif Central, France). Bull. Soc. Geol. Fr., 18, pp 1023-1032.
- ALBAREDE F., FOURCADE S., 1969.- Sur la présence de gneiss à orthopyroxène dans le socle hercynien du massif nord pyrénéen de Bessède de Sault (Aude). C.R. Acad. Sc., 269, pp 1823-1826.
- ALDERMAN A.R., 1936.- Eclogites in the vicinity of Glenelg, Inverness-shire. Q. Jl. geol. Soc. Lond., 92, pp 488-530.
- AMELINCKX S., STRUMANE R., 1960.- Geometry and kinetics of the polygonization of sodium chlorite. Acta. Met., 8, pp 312-320.
- ARDELL A.J., CHRISTIE J.M., TULLIS J.A., 1973.- Dislocation substructures in deformed quartz rocks. Crys. Lat. Def., 4, pp 275-285.
- ARMSTRONG E., 1975.- Répartition dans le temps et dans l'espace des domaines du faciès granulite au sein des boucliers précambriens. Thèse 3ème cycle. Nancy, 143 p.
- ARTHAUD F., MATTE Ph., 1974.- Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccords entre les segments hercyniens situés autour du bassin Nord-Baléares (Sud de la France, Espagne, bloc Corso-Sarde). Sous presse -24p., 10 fig.
- ARTHAUD F., MATTE Ph., 1975.- Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation - Tectonophysics, 25, pp 139-171.
- AUST K.T., 1963.- Le rôle des dislocations dans la recristallisation au 7ème colloque de Métallurgie : Ecrouissage, restauration, recristallisation - Centre Et. Nuc. Saclay, P.U.F. Paris, pp 97-109.
- AUST K.T., RUTTER J.W., 1958.- Grain boundary migration in high-purity lead and dilute lead in alloys - General. Electr. Report., 58 RL 2056.
- AVÉ LALLEMANTH.G., CARTER N.L., 1971.- Pressure dependance of quartz deformation lamellae orientations - Amer. J. Sci., 270, pp 218-235.
- BAETA R.D., ASHBEE K.H.G., 1967.- Plastic deformation of quartz at atmospheric pressure - Phil. Mag. 15, pp 931-938.
- BARBER D.J., 1970.- Thin foils of non-metals made for electron microscopy by sputter-etching - J. Materials Sc., 5, pp 1-8.

- BARRERE J., 1967.- Le groupe précambrien de l'Amsaga entre Atar et Akjoujt (Mauritanie). Etude d'un métamorphisme profond et de ses relations avec la migmatisation - Mem. B.R.G.M., 42, 278 p.
- BATTEY M.H., 1960.- Observations on the peridotites and pyroxenites of the Jotunheimen complex in Norway. - Rpt. XXI, Int. Geol. Congr. Part XIII, pp 198-207.
- BEACH A., 1973.- The mineralogy of high temperature shear zones at Scourie, N.W. Scotland - J. Petrol. 14, pp 231-248.
- BEACH A., 1974.- Amphibolitization of Scourian granulites - Scott. J. Geol. 10, pp 35-43.
- BEACH A., 1976.- The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early Proterozoic shear zones in the Lewisian complex - Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 280, pp 569-604.
- BEACH A., FYFE W.S., 1972.- Fluid transport and shear zones at Scourie, Sutherland. Evidence of overthrusting ? - Contr. Mineral. Petrol., 36, pp 175-180.
- BEHR H.J., DEN TEX E., DE WAARD D., MEHNERT K.R., SHABERT H.G., SOBOLEV V.St., WATZNAUER A., WINKLER H.G.F., WYNNE-EDWARD H.R., ZOUBEK V., ZWART H.J., 1971.- Granulites. Results of a discussion - Neues Jb. Miner. Mh., 3, pp 97-123.
- BELL T.H., ETHERIDGE M.A., 1973.- Microstructure of mylonite and their descriptive terminology - Lithos. 6, pp 337-348.
- BELL T.H., ETHERIDGE M.A., 1976.- The deformation and recrystallization of quartz in a mylonite zone, Central Australia. Tectonophysics 32, pp 235-267.
- BELLIÈRE J., 1971.- Mylonites, blastomylonites et domaines polymétamorphiques - Ann. Soc. Geol. Belg. 94, pp 249-263.
- BERGHEZAN A., FOURDEUX A., 1960.- Etude par microscopie électronique par transmission de la structure et des propriétés des joints de grains. In 4ème coll. de Metallurgie, Centre Et. Nuc. Saclay, P.U.F., Paris pp 124-147.
- BERTHELSEN A., 1960.- Structural studies in the pre-cambrian of Western Greenland. Geology of Tovqussap Nunâ - Medd. om Grønland, 123, 1, 223 p.
- BILAL A., 1976.- Les inclusions fluides dans les enclaves des basaltes de Bournac, Massif Central français. Implications sur les structures de la croûte continentale - Thèse 3ème cycle, Nancy, 151 p.

- BINNS R.A., 1964.- Zones of progressive metamorphism in the Wyllyama Complex, Broken-Hill District, New South Wales - J. Geol. Soc. Aust., 11, pp 283-330.
- BLACIC J.D., 1975.- Plastic deformation mechanisms in quartz. The effect of water. Tectonophysics 27, pp. 271-294.
- BLADIER Y., 1974.- Structure et pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz-Cordoba (chaîne hercynienne sud-Ibérique à l'W d'Azuaga, Espagne). Les roches cataclastiques. Classification. Interpretation - Thèse 3ème cycle, Montpellier, 89 p.
- BOLAND J.N., Mac LAREN A.C., HOBBS B.E., 1971.- Dislocations associated with optical features in naturally deformed olivines - Contr. Miner. Petrol. 30, pp 53-63.
- BORG I.Y., HANDIN J., 1966.- Experimental deformation of crystalline rocks- Tectonophysics 3, pp 251 - 367.
- BORG I.Y., HEARD H.C., 1969.- Mechanical twinning and slip in experimentally deformed plagioclases -Contr. Mineral. Petrol., 23, pp 128-135.
- BORG I.Y., HEARD H.C., 1970.- Experimental deformation of plagioclases. In: Experimental and natural rock deformation. P. PAULITSCH Ed. Springer Verlag. Berlin, pp 375-403.
- BOULOTON J., 1974.- Etude géologique de la région d'Aigurande (N.W. du Massif Central français). Lithostratigraphie, structure et pétrographie de la série métamorphique - Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand 166 p.
- BOYLE R.W., 1961.- The geology, geochemistry and origin of the gold deposits of the Yellowknife district - Geol. Survey Can. Memoir 310, Ottawa, 193 p.
- BRADLEY D.E. 1953.- A new method of making electron microscope specimen support films. Nature 171, London, pp 1076-1077.
- BRASSENS A., 1960.- Etude géologique du sud Livradois - Mem. sout. diplôme géol. Pétrographie - Univer. Clermont-Ferrand, 62 p, polycopiées.
- BRIDGWATER D., WATSON J., WINDLEY B.F., 1973.- The Archaean craton of the North-Atlantic region - Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 273, pp 493-512.
- BRUNNER G.O., WONDRATSCHEK H., LAVES F., 1961.- Ultrarotuntersuchungen über den Einbau von H in natürlichen quartz. Z. Elektrochem. 65, pp 735-750.



- BRYHNI I., GREEN D.H., HEIER K.S., FYFE W.S., 1970.- On the occurrence of eclogites in Western Norway- Contr. Mineral. Petrol. 26, pp 12-19.
- BURG J.P., MATTE Ph., 1977.- Deformations hercyniennes et rétro-morphose dans la série leptyno-amphibolique du Haut-Allier et de la vallée de la Truyère (Massif Central français) - C.R.Acad. Sc., in press.
- BUSECK P.R., IJIMA S., 1974.- High resolution electron microscopy of silicates - Amer. Miner. 59, pp 1-21.
- CAHN R.W., 1970.- Recovery and recrystallization. In R.W. Cahn Ed., Physical Metallurgy, North Holland, Amsterdam, pp 1129-1197.
- CANTAGREL J.M., 1973.- Signification des âges à l'Argon déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques anciens - Thèse Clermont-Ferrand, Ann. Sci. Univ. Ct. 50, 282 p.
- CARME F., 1974 a.- Tectoniques superposées dans le Haut-Allier : Mise en évidence d'une mégastucture tangentielle formée aux dépens d'un socle plus ancien - C.R. Acad. Sc. 278D, pp 2501-2504.
- CARME F., 1974 b.- Idées nouvelles sur le style et l'ampleur de la tectonique hercynienne à la marge sud de la zone Arverne (Massif Central) - C.R. Acad. Sc. 278D, pp 2613-2616.
- CARME F., 1975.- Essais d'interprétation unitaire des corps de roches basiques et ultrabasiques et de leur contexte gneissique dans la partie moyenne du Massif-Central et dans les Massifs Cristallins Externes alpins - C.R. Acad. Sc. 281D, pp 351-354.
- CARPENTER J.R., 1968.- Apparent retrograde metamorphism : Another example of the influence of structural deformation of metamorphic differentiation - Contr. Mineral. Petrol. 17, pp 173-186.
- CARSLAW H.S., JAEGER J.C., 1959.- Conduction of heat in solids - Oxford Univ. Press. 510 p.
- CARTER N.L., 1971.- Static deformation of silica and silicates - J. Geophys. Res. 76, 23 pp 5514-5540.
- CARTER N.L., Avé LALLEMANT H.G., 1970.- High temperature flow of dunite and peridotite - Bull. Geol. Soc. Am. 81, pp 2181-2202.
- CARTER N.L., CHRISTIE J.M., GRIGGS D.T., 1961.- Experimentally produced deformation lamellae and other structures in quartz sand (abstract) - J. Geophys. Res. 66, pp 2518-2519.
- CARTER N.L., CHRISTIE J.M., GRIGGS D.T., 1964.- Experimental deformation and recrystallisation of quartz - J. Geol. 72, pp 687-733.



- CARTER N.L., FRIEDMAN M., 1965.- Dynamic analysis of deformed quartz and calcite from the Dry Creek Ridge anticline, Montana - Am. Jour. Sci. 263, pp 747-785.
- CARTER N.L., HEARD H.C., 1970.- Temperature and rate dependent deformation of halite - Amer. Jour. Sci. 269, pp 193-249.
- CARTER N.L., RALEIGH C.B., 1969.- Principal stress directions from plastic flow in crystals - Geol. Soc. Amer. Bull. 80, pp 1231-1264.
- CASTAING R., 1955.- Examen direct des métaux par transmission en microscopie et diffraction électroniques - Rev. Metallurgie 52-9, pp 669-675.
- CHAILLOU D., 1967.- La série cristallophyllienne du socle oriental du Céza-lier (Massif Central français). Etude géologique et structurale - Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 255p.
- CHAMPNESS P.E., LORIMER G.W., 1971.- An electron microscopic study of a lunar pyroxene - Contr. Mineral. Petrol. 33, pp 171-183.
- CHAMPNESS P.E., LORIMER G.W., 1973.- Precipitation (exsolution) in an ortho-pyroxene - J. Mater. Sci. 8, pp 467-474.
- CHAUDRON G., 1963.- Ouverture du 7ème colloque de Métallurgie in 7ème coll. Metallurgie : Ecoulement, restauration, recristallisation - Centre Et. Nuc. Saclay, P.U.F. Paris.
- CHENEVOY M., RAVIER J., 1971.- Caractères généraux des métamorphismes du Massif Central. in symposium J. JUNG. - Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français, Plein Air Serv. Ed. Clermont-Ferrand, pp 109-132.
- CHOUKROUNE P., 1971.- Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations synchronématiques dans les "zones abritées" ("Pressure shadows") - Bull. Soc. Geol. Fr. 7, pp 257-271.
- CHRISTIE J.M., ARDELL A.J., 1974.- Substructures of deformation lamellae in quartz - Geology 2-8, pp 405-408.
- CHRISTIE J.M., GREEN H.W., 1964.- Several new slip systems in quartz (abstract) - Eos. Trans. A.G.U. 45, p. 103.
- CHRISTIE J.M., GRIGGS D.T., CARTER N.L., 1964.- Experimental evidence of basal slip in quartz - J. Geology 72, pp 734-756.
- COGNE J., VON ELLER J.P., 1961.- Défense et illustration des termes leptynites et granulites en pétrographie des roches métamorphiques - Bull. Serv. carte Geol. Alsace-Lorraine, T 14 fasc. 2, pp 59-64.

- COLEMAN R.G., LEE D.E., 1963.- Glaucophane bearing metamorphic rock types of the Cazadero Area, California. *J. Petrol.* 4, pp. 260-301.
- COLEMAN R.G., LEE D.E., BEATTY L.B., BRANNOCK W.W., 1965.- Eclogites and eclogites : their differences and similarities. *Geol. Soc. Ann. Bull.* 76, pp. 483-508.
- COLIN F., 1960.- Le plateau de Fullianges et ses bordures (Lozère). *Dipl. Et. Sup. Clermont-Ferrand*, 57 p.
- COLLERSON K.D., 1974.- Descriptive microstructural terminology for high-grade metamorphic tectonites. *Geol. Mag.* III, 4, pp. 313-318.
- COLLERSON K.D., ETHERIDGE M.A., 1972.- A contribution to the discussion of granulite terminology. *Neues Jb. Miner. Mh.* 4, pp. 159-162.
- COLLOMB P., 1970.- Etude géologique du Rouergue cristallin. *Mem. Serv. expl. Carte Geol. det. Fr.*, Paris, 419 p.
- COSSLETT V.E., 1951.- Practical electron microscopy. Academic Press. Butherworth. London, 299 p.
- COTTRELL A.H., 1964.- The mechanical properties of matter. Wiley and Sons, London, 430 p.
- DAS G., RADCLIFFE S.V., 1968.- Internal void formation in powder metallurgy tungsten. *Trans. Met. Soc. A.I.M.E.* 242, pp. 2191-2198.
- DAVOINE P., 1975.- Leptynites à mésoperthite, grenat, disthène, spinelle et dumortièrite dans les Monts du Lyonnais : Etude préliminaire. *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, XVII, 2, 3, pp. 67-69.
- DEMAY A., 1942.- Microtectonique et tectonique profonde. *Mem. Serv. expl. Carte Geol. det. Fr.*, Paris, 260 p.
- DEMAY A., 1945.- Sur les formations cristallophylliennes et cristallines de la Haute Vallée de l'Allier. *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, n° 11-12, pp. 158-160.
- DEMAY A., 1946.- Sur la nappe antestéphanienne de la Margeride, dans la région médiane du Massif Central. *C.R. Acad. Sc.*, 222, pp. 1119-1121.
- DEMAY A., 1948a.- Sur la nappe antéhercynienne, probablement précambrienne de l'Auvergne et du Bourbonnais. *C.R. Acad. Sc.* 226, pp. 825-827.
- DEMAY A., 1948b.- Tectonique antestéphanienne du Massif Central. *Mem. Serv. expl. Carte. Géol. dét. Fr. Paris*, 259 p.
- DESCHAMPS M., 1973.- Etude géologique du sidérolithique du Nord-Est du centre du Massif Central français et des terrains qui lui sont associés. *Thèse, Paris*, 1270 p.

- DE SITTER L.U., 1958.- Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. *Geol. en Mijnbouw.* 20-8, pp. 277-286.
- DE WAARD D., 1965.- A proposed subdivision of the granulite facies. *Amer. J. Sci.* 263, pp. 455-461.
- DE WIT M.J., STRONG D.F., 1975.- Eclogite bearing amphibolites from the appalachian mobile belt, Northwest Newfoundland : Dry versus wet metamorphism. *J. Geol.* 83, pp. 609-627.
- DILLAMORE I.C., 1964.- Factors affecting the rolling recrystallization textures in face-centred-cubic crystals. *Acta. Metall.* 12, p. 1005.
- DOHERTY R.D., 1974.- The deformed state and nucleation of recrystallisation. *Mét. Sci. J.* 8, pp. 132-142.
- DORLHAC J., 1862.- Etude sur les filons barytiques et plombifères des environs de Brioude, accompagnée de considérations sur leur composition, et sur leurs soulèvements et les accidents des dépôts houillers de Brassac et de Langeac. *Bull. Soc. de l'Ind. Min.* 8, pp. 273-348 et 377-467.
- ESKOLA P., 1921.- On the eclogites of Norway. *Vidensk. Meddr. dansk naturh. Foren.* 8.
- ETCHECOPAR A., 1974.- Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Etude de développement de structures orientées par écrasement et cisaillement. Thèse 3ème cycle, Nantes, 135 p.
- ETHERIDGE M.A., 1975.- Deformation and recrystallisation of orthopyroxene from the Giles Complex, Central Australia. *Tectonophysics* 25, pp. 87-114.
- ETHERIDGE M.A., HOBBS B.E., 1974.- Chemical and deformational controls on recrystallization of mica. *Contr. Mineral. Petrol.* 43, pp. 111-124.
- ETHERIDGE M.A., HOBBS B.E., PATTERSON M.S., 1973.- Experimental deformation of single crystals of biotite. *Contr. Mineral. Petrol.* 38, pp. 21-36.
- FLINN D., 1962.- On folding during three dimensional progressive deformation. *Quart. J. Geol. Soc.* 118, pp. 385-433.
- FLINN D., 1969.- Grain contacts in crystalline rocks. *Lithos.* 2-4, pp. 361-370.
- FORESTIER F. H., 1952.- Découverte de pegmatites à corindon dans la série cristallophylliennes de la Haute-Vallée de l'Allier en Haute-Loire. *Rev. Sci. Nat. d'Auvergne.* 18, Fasc. 1, 2, 3, 4. pp. 69-70.
- FORESTIER F. H., 1961-1963.- Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif Central français). *Bull. Serv. carte Geol. Fr.*, 271-59, 294 p.

- FORESTIER F. H., 1962.- Les péridotites serpentinisées en France.  
Bull. B.R.G.M. 2, pp. 47-75.
- FORESTIER F. H., 1964.- Les péridotites serpentinisées en France. Groupe I :  
Péridotites intracristallines. Fasc. 4 : Massif Central médian :  
Bassin du Haut-Allier. Editions du B.R.G.M., Paris 291 p.
- FORESTIER F. H., 1971.- Les schistes cristallins de la moitié nord du  
Massif Central. in Symp. J. JUNG. Géologie, géomorphologie et  
structure profonde du Massif Central français.  
Plein Air Serv. Ed., Clermont Ferrand, pp. 89-108.
- FORESTIER F. H., LASNIER B., 1969.- Découverte de niveaux d'amphibolite à  
pargasite, anorthite, corindon et sapphirine dans les schistes  
cristallins de la Vallée du Haut-Allier. Existence de faciès  
granulite dans le Massif Central français.  
Contr. Mineral. Petrol. 23, pp. 194-235.
- FORESTIER F. H., LASNIER B., LEYRELOUP A., MARCHAND J., 1973.- Vues nouvelles  
sur la catazone dans le Massif Central français et le Massif  
Armoricaïn de l'affleurement au Moho.  
Bull. Soc. Geol. Fr. 7, pp. 562-578.
- FRIEDEL J., 1967.- Dislocations, Pergamon Press, 491 p.
- FRIEDMAN M., SOWERS G.M., 1970.- Petrofabrics, a critical review can.  
J. Earth. Sc. 7, pp. 477-497.
- FRONDEL C., 1962.- Dana's system of mineralogy. Vol. III, The silica  
minerals New York ; J. Willey & Sons Inc.
- FYFE W.S., 1973.- The granulite facies, partial melting and the Archean crust.  
Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 273, pp. 457-461.
- GABOR D., 1948.- The electron microscope : its development, present perfor-  
mance and future possibilities. Chemical Publishing Co. Inc. New York.  
164 p.
- GAERTNER (Von) H. R., 1968.- The position of the excursion areas within the  
scope of the variscan.  
Int. Geol. Cong. Prague, P III, XXVII, Bundesanstalt. für Bodenforschung  
Hansver.
- GARDNER P.M., ROBINS B., 1974.- The olivine-plagioclase reaction : geological  
evidence from the Seiland petrographic province, Northern Norway,  
Contrib. Mineral. Petrol. 44, pp. 149-156.
- GAROFALO F., ZWELL L., KEH A.S., WEISSMANN S., 1961.- Substructure formation  
in iron during creep at 600°C, Acta. Met. 9, pp. 721-729.
- GINDY A.R., 1952.- The plutonic history of the district around Trawenagh  
bay, Co. Donegal.  
Quart. J. Geol. Soc. Lond. 108, pp. 377-411.

- GLASSLEY W.E., 1975.- High grade regional metamorphism of some carbonate bodies : Significance for the orthopyroxene isograd. Amer. J. Sci. 275, pp. 1133-1163.
- GOETZE C., 1973.- A paleostress scale based on the dislocation microstructure of plastically deformed quartz and olivine (unpublished).
- GOETZE C., KOHLSTEDT D.L., 1973.- Laboratory study of dislocation climb and diffusion in olivine. J. Geoph. R. 78-26, pp. 5961-5971.
- GREEN D.H., RINGWOOD A.E., 1967.- The genesis of basaltic magmas Contr. Mineral. Petrol. 15, pp. 103-190.
- GREEN H.W., GRIGGS D.T., CHRISTIE J.M., 1970.- Syntectonic and annealing recrystallisation of fine grained aggregates. In : Experimental and natural rock deformation. P. PAULITSCH Ed. Springer Verlag. Berlin, pp. 272-335.
- GREEN H.W., RADCLIFFE S.V., 1975.- Fluid precipitates in rocks from the earth's mantle, sous presse.
- GRIFFIN W.L., 1971.- Genesis of coronas in Anorthosite of the Upper Jotum Nappe, Indre Sogn, Norway. J. Petrol. 12, pp. 219-243.
- GRIFFIN W.L., HEIER K.S., 1973.- Petrological implications of some corona structures. Lithos. 6-4, pp. 315-335.
- GRIGGS D.T., 1967.- Hydrolic weakening of quartz and other silicates Geophys. J. r. astron. Soc. 14, pp. 19-31.
- GRIGGS D.T., 1974.- A model of hydrolic weakening in quartz. J. geophys. Res. 79, pp. 1653-1661.
- GRIGGS D.T., BLACIC J.D., 1964.- The strength of quartz in the ductile regime (abstract). Eos. Trans. A.G.U. 45, pp. 102-103.
- GRIGGS D.T., TURNER F.J., HEARD H.C., 1960.- Deformation of rocks at 500°C to 800°C in : Rock deformation, Mem. 79.  
GRIGGS and HANDIN Ed., Geol. Soc. Am., pp. 39-104.
- GROLIER J., 1971a.- Contribution à l'étude géologique des séries cristallophylliennes inverses du Massif Central français : la série de la Sioule (Puy de Dôme, Allier).  
Mem. B.R.G.M. 64, 163 p.
- GROLIER J., 1971b.- La tectonique du socle hercynien dans le Massif Central. In Symp. J. JUNG, Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français.  
Plein Air Serv. Ed. Clermont Ferrand, pp. 215-268.
- GREEN D.H., RINGWOOD A.E., 1967.- An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological implications. Geochim. Cosmochim. Acta 31, pp. 767-833.

- HAINES M.E., COSSLETT V.E., 1961.- The electron microscope ; the present state of the Art. Spon. Lond. 282 p.
- HALL C.E., 1966.- Introduction to electron microscopy. 2nd Ed. Mc Graw Hill London, 451 p.
- HARA, TAKEDA, KIMURA, 1973.- Preferred lattice orientation of quartz in shear deformation. Hiroshima Univ. Jour. Sci., v.7c, pp. 1-10.
- HEARD H.C., 1968.- Steady state flow in Yule marble at 500-800°C (abstract). Eos. Trans. A.G.U., 49, p. 312.
- HEARD, 1976.- Comparison of the flow properties of rocks at crustal conditions. Phil. Trans. R. Soc. London. A 283, pp. 3-25.
- HEARD H.C., CARTER N.L., 1968.- Experimentally induced "natural" flow in quartz and quartzite. Amer. J. Sci., 266, pp. 1-42.
- HEARD H.C., BORG I.Y., CARTER N.L., RALEIGH C.B., 1972.- Flow and fracture of rocks. Am. Geophys. Union, William Byrd Press, 352 p.
- HEIER K.S., 1973.- Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 273, pp. 429-442.
- HEPWORTH J.V., 1964.- Explanation of the geology of sheets 19, 20, 28 and 29 (Southern-west Nile), Rept. Geol. Surv. Uganda, n° 10.
- HERNES I., 1954.- Eclogite-amphibolite on the Molde Peninsula, Southern Norway, Norsk Geol. Tidssk. 33, pp. 163-182.
- HEUER A.H., FIRESTONE R.F., SNOW J.D., GREEN H.W., HOWE R.G., CHRISTIE J.M., 1971.- An improved ion-thinning device. Rev. Sci. Instrum. 42, pp. 1177-1184.
- HIGGINS M.W., 1971.- Cataclastic rocks. Geol. Surv. Prof. Pap. 687, pp. 1-97.
- HIRSCH P.B., HOWIE A., NICHOLSON R.B., PASHLEY D.W., WHELAN M.J., 1965.- Electron microscopy of thin crystals, Butterworths London, 549 p.
- HOBBS B.E., 1968.- Recrystallisation of single crystals of quartz. Tectonophysics 6, pp. 353-401.
- HOBBS B.E., MAC LAREN A.C., PATTERSON M.S., 1972.- Plasticity of single crystals of synthetic quartz. In : Flow and fracture of rocks. Amer. Geophys. Union. William Byrd Press, pp. 29-53.
- HOBBS B.E., MEANS W.D., WILLIAMS P.F., 1976.- An outline of structural geology. J. Wiley and Sons Ed., London, 571 p.
- HOLLAND J.G., LAMBERT R.St.J., 1969.- Structural regimes and metamorphic facies. Tectonophysics 7, pp. 197-217.



- HOLT D.L., 1970.- Dislocation cell formation in metals. J. Appl. Phys. 41, pp. 3197-3201.
- HOUVION J.P., FRANTZ C., GANTOIS M., 1975.- Mécanisme cellulaire de transformation des précipités métastables  $\text{Ni}_3\text{Nb}$  et  $\text{Ni}_3\text{Ti}$  dans quelques alliages de nickel. Mem. Sc. Rev. Metal. 2, pp. 159-170.
- HU H., 1963.- Annealing of silicon iron single crystals in recovery and recrystallisation of metals. HIMMEL L. ed. Interscience New York. pp. 311-378.
- JOPLIN G.A., 1968.- A petrography of Australian metamorphic rocks. Angus and Robertson, Sydney 262 p.
- JUNG J., 1946.- Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins. Mem. Expl. carte Geol. Fr. Paris, 372 p.
- JUNG J., 1954.- Problèmes géologiques dans les vieux terrains de Massif Central français. Ann. Hébert et Hang, Paris t8, pp. 245-258.
- JUNG J., ROQUES M., 1952.- Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. Bull. Serv. carte Geol. Fr. 235, pp. 1-61.
- KAMB W.B., 1959.- The theory of preferred crystal orientation developed by crystallisation under stress. J. Geol. 67, pp. 153-160.
- KATZ M., 1968.- The fabric of the granulites of Mont Tremblant Park, Quebec. Com. J. Earth. Sci. 5-4, pp. 801-812.
- KEHLENBECK M.M., 1972.- Deformation textures in the lac Rouvray anorthosite Mass. Com. J. Earth. Sci. 9-9, pp. 1087-1098.
- KNIPE R.J., WHITE S.H., 1975.- Microstructural development of slaty cleavage, in "Development in electron microscopy and analysis". J. Venable ed. Proceedings of E.M.A.G. 75. Academic Press. pp. 521-524.
- KOHLSTEDT D.L., VANDER-SANDE J.B., 1973.- Transmission electron microscopy investigation of the defect microstructure of four natural orthopyroxenes. Contr. Mineral. Petrol. 42, pp. 169-180.
- KORNPROBST J., 1971.- Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif. Thèse multicopiée Paris, 376 p.
- KÖSTER U., 1974.- Recrystallization involving a second phase. Met. Sci. J. 8, pp. 151-160.
- KRETZ R., 1966a.- Interpretation of the shape of mineral grains in metamorphic rocks. J. Petrol. 7, pp. 68-94.



- KRETZ R., 1966b.- Grain size distribution for certain metamorphic minerals in relation to nucleation and growth. *J. Geol.* 74, pp. 147-173.
- LAPADU-HARGUES P., 1951.- La structure du socle hercynien au sud du Massif du Cantal. *Bull. Serv. carte Geol. Fr.*, 232, pp. 179-191.
- LASNIER B., 1968.- Découverte d'une granulite à disthène et almandin associée à la péridotite à grenat du massif de Courtilles (Haute-Loire). *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.* 91, pp. 490-494.
- LASNIER B., 1977.- Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français (Haut-Allier). Les termes basiques, ultra-basiques et carbonatés. Thèse Nantes, 351 p.
- LAUNAY L. de, 1888.- Compte rendu de l'excursion du 24 Août de Châteauneuf à Manzat, au gour de Razenat, à Enval et à Riom. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 16, pp. 1087-1093.
- LAURENT P., 1974.- Structure et pétrographie de la bande blastomylonitique de Badajoz-Cordoba (chaîne hercynienne Ibérique) à l'Est d'Azuaga (Espagne). Description et interprétation de la déformation dans les blastomylonites. Thèse 3e cycle, Montpellier, 105 p.
- LAURENT P., 1977.- Strain analysis through a shear zone, en préparation.
- LAVES F., 1965.- Mechanical twinning in acid plagioclases. *Am. Mineral.*, pp. 511-514.
- LAVES F., CZANK M., SHULZ H., 1970.- The temperature dependance of the reflection intensities of Anorthite ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) and the corresponding formation of domains. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 50, pp. 519-525.
- LAWRENCE R.D., 1970.- Stress analysis based on albite twinning of plagioclase feldspars. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81, pp. 2507-2512.
- LEANE B.E., 1964.- The chemical distinction between ortho and para-amphibolites. *J. Petrol.* 5, pp. 238-254.
- LEMOINE S., 1967.- Etude géologique des schistes cristallins de la région d'Alleyras (Haute-Loire). Thèse 3e cycle, Clermont-Ferrand, 168 p.
- LEYRELOUP A., 1973.- Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes. Son thermométamorphisme et sa lithologie : granites et série charnockitique (Massif Central français). Thèse 3e cycle, Nantes 356 p.
- LEYRELOUP A., 1974.- Les enclaves catazonales remontées par les éruptions néogènes de France : Nature de la croûte inférieure : I Lithologie et structure d'ensemble du complexe granulito-charnockitique sous-jacent au Massif Central français d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes. *Contr. Mineral. Petrol.* 46, pp. 17-27.

- LEYRELOUP A., DUPUY C., ANDRIAMBOLOLONA R., 1977.- Les enclaves catazonales remontées par les éruptions néogènes de France : Nature de la croûte inférieure.  
Contr. Mineral. Petrol., sous presse.
- LEYRELOUP A., LASNIER B., MARCHAND J., 1975.- Retrograde corona forming reactions in high pressure granulite facies rocks. *Pétrologie I*, pp. 43-55.
- LORIMER G.W., CHAMPNESS P.E., 1973.- The origin of the phase distribution in two perthitic alkali feldspars. *Phil. Mag.* 28, pp. 1391-1403.
- LORIMER G.W., CHAMPNESS P.E., SPOONER E.T., 1972.- Dislocation distributions in naturally deformed omphacite and albite. *Nature Phys. Sci.* 239, pp. 108.
- MACAUDIERE J., TOURET J., 1969.- La fibrolitisation tectonique : un mécanisme possible de formation des gneiss nodulaires du Bamble (Norvège méridionale). *Sciences Terre*, 14, pp. 199-214.
- Mac GREGOR V.R., 1973.- The early precambrian gneisses of the Godthab district, west Greenland. *Phil. Trans. R. Soc. London, A* 273, pp. 343-358.
- Mac LAREN A.C., 1973.- The domain structure of a transitionnal anorthite ; a study by direct lattice-resolution electron-microscopy.  
Contr. Mineral. Petrol. 41, pp. 47-52.
- Mac LAREN A.C., 1974.- Transmission electron microscopy of the feldspars.  
In : *The Feldspars*. Mac KENZIE and ZUSSMAN Ed. Manchester Univ. Press. pp. 378-423.
- Mac LAREN A.C., HOBBS B.E., 1972.- Transmission electron microscope investigation of some naturally deformed quartzites.  
in *Flow and fracture of rocks*. Am. Geophys. Union, William Byrd Press, pp. 55-66.
- Mac LAREN A.C., MARSHALL D.B., 1974.- Transmission electron microscope study of the domain structures associated with the b, c, d, e and f. reflections in plagioclase feldspars.  
Contr. Mineral Petrol. 44, pp. 237-249.
- Mac LAREN A.C., RETCHFORD J.A., 1969.- Transmission electron microscope study of the dislocation in plastically deformed synthetic quartz.  
*Phys. Status. Solidi*. 33, pp. 657-668.
- Mac LAREN A.C., RETCHFORD J.A., GRIGGS D.T., CHRISTIE J.M., 1967.-  
Transmission electron microscope study of brazil twins and dislocations experimentally produced in natural quartz.  
*Phys. Status. Solidi* 19, pp. 631-644.

- Mac LAREN A.C., TURNER R.G., BOLAND J.N., HOBBS B.E., 1970.- Structure of the deformation lamellae in synthetic quartz ; a study by electron and optical microscopy.  
Contr. Mineral. Petrol. 29, pp. 104-115.
- Mac LEAN D., 1965.- The science of metamorphism in metals in "Controls of metamorphism", PITCHER and FLINN ed. Oliver and Boyd, London, pp. 103-118.
- MAGNAN C., 1961.- Traité de microscopie électronique, tome 1, Hermann, Paris, 649 p.
- MAHAN S.M., ROGERS J.J.Q., 1968.- A study of grain contacts in some high grade metamorphic rocks. Am. Mineral. 53, pp. 323-327.
- MAISONNEUVE J., 1952.- Les schistes cristallins de la région comprise entre la moyenne vallée de l'Allagnon et la région de Brioude. Dipl. Geol. Pet. Univ. Clermont., 42 p. ronéo.
- MARCHAND J., 1974.- Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français (Haut-Allier). Les termes acides. Thèse 3eme cycle, Nantes, 207 p.
- MARSHALL D.B., VERNON R.H., HOBBS B.E., 1976.- Experimental deformation and recrystallization of a peristerite.  
Contr. Mineral. Petrol. 57, pp. 49-54.
- MATTAUER M., 1974.- Existe-t-il des chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du sud de la France ?  
2eme R.A.S.T. Pont à Mousson, p. 279.
- MATTE P., 1968.- La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). Extraits des travaux du Lab. Geol. Fac. Grenoble, 128 p.
- MATTE P., 1976.- Raccords des segments hercyniens d'Europe Sud-occidentale (Iles Britanniques, France, Péninsule Ibérique, bloc Corso-Sarde). Les différents marqueurs utilisables.  
in "Beitrag zur Kenntnis der europäischen varisziden, Franzkossmat Symposium" Nov. Act. Leop. Abh. der Deutsch Akad. Naturfor. 224, Bd 45, pp. 239-262.
- MATTE P., NICOLLET C., 1976.- Succession et style des déformations hercyniennes dans le substratum ante-permien du versant Sud du dôme du Lévezon (Sud du Massif Central français).  
R.A.S.T. Paris, p. 290.
- MEHNERT (Von) K.R., 1962.- Zur systematik der migmatite. Krystalinikum 1, pp. 95-110.
- MEHNERT (Von) K.R., 1972.- Granulites. Results of a discussion II. Neues Jb. Miner. Mn. 4, pp. 139-150.

- MERGOIL-DANIEL J., 1970.- Les feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif Central français.  
Ann. Fac. Sci. Clermont 42, 304 p.
- MITCHELL J.B., 1975.- Imperfections and microstructures. Metallography 8-1, pp. 5-70.
- MIYASHIRO A., 1961.- Evolution of metamorphic belts. J. Petrol. 2, pp. 277-311.
- MOORE A.C., 1970.- Descriptive terminology of the textures of rocks in granulite facies. Lithos 3, pp. 123-127.
- MOORE A.C., 1973.- Studies of igneous and tectonics textures and layering in the rocks of the Gosse Pile intrusion, Central Australia.  
J. Petrol. 14, pp. 49-80.
- MORGAN W.C., 1975.- Geology of the precambrian Ramah group and basement rocks in the Nachvak fiord-Saglek fiord Area, North Labrador.  
Geol. Surv. Can. paper 74-54, Ottawa, 42 p.
- MÜLLER W.F., WENK H.R., BELL W.L., THOMAS G., 1973.- Analysis of the displacement vectors of antiphase domain boundaries in anorthite ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ), Contr. Mineral. Petrol. 40, pp. 63-74.
- MÜLLER W.F., WENK H.R., THOMAS G., 1972.- Structural variations in anorthites  
Cont. Mineral. Petrol. 34, pp. 304-314.
- MURR L.E., 1970.- Electron optical applications in materials science.  
Mc Graw Hill 544 p.
- NICOLAS A., POIRIER J.P., 1976.- Cristalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Wiley and Sons, London. 444 p.
- NICOLLET C., 1977.- Thèse 3ème cycle, Montpellier en préparation.
- O'HARA M.J., YODER H.S.Jr., 1963.- Partial melting of the mantle.  
Carnegie. Inst. Wash. Yearbook. 62, pp. 66-71.
- OLIVER R.L., 1969.- Some observations on the distribution and nature of granulite facies terrains. Spec. Publ. geol. Soc. Aust. 2, pp. 259-268.
- ORLOVA' A., ČADEK J., 1973.- Some substructural aspects of high temperature creep in metals. Phil. Mag. 28, pp. 891-899.
- ORLOVA' A., TOBOLOVA', ČADEK J., 1972.- Internal stress and dislocation structure in Aluminium in high temperature creep. Phil. Mag. 26, pp. 1263-1274.

- ORVILLE P.M., 1969.- A model for metamorphic differentiation origin of thin-layered amphibolites, *Am. J. Sc.* 267, pp. 64-86.
- Oxford Isotope Geology Laboratory, Mac GREGOR V.R., 1971.- Isotopic dating of very early Precambrian amphibolite facies gneisses from the Godthaab district, West Greenland. *Earth. Pl. Sci. Lett.* 12, pp. 245-259.
- PARRISH D.K., KRIVA A., CARTER N.L., 1975.- *Geol. Soc. Am. Bull.* in press. ,
- PASHLEY D.W., 1964.- In *Physics in "Modern developments in electron microscopy"*, SIEGEL Ed., Academic Press. New York, pp. 149-255.
- PHILLIPS E.R., RANSOM D.M., VERNON R.H., 1972.- Myrmekite and muscovite developed by retrograde metamorphism at Broken Hill, New South Wales. *Mineral. Mag.* 38, pp. 570-578.
- PHILLIPS W.J., 1965.- The deformation of quartz in granite. *Geol. Jour.* 4, Liverpool, pp. 391-413.
- POIRIER J.P., 1972.- High temperature creep of single crystalline sodium chloride. II : Investigation of the creep substructure. *Phil. Mag.* 26, pp. 713-725.
- POIRIER J.P., NICOLAS A., 1975.- Deformation induced recrystallization due to progressive misorientation of subgrains, with special reference to mantle peridotites. *J. Geol.* 83-6, pp. 707-720.
- PROUST F., TAPPONNIER P., PETIT J.P., 1974.- Critères de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. 2eme R.A.S.T., Pont à Mousson, p. 320.
- RALEIGH C.B., 1965.- Glide mechanisms in experimentally deformed minerals. *Science* 150, pp. 739-741.
- RALEIGH C.B., 1967.- Plastic deformation of upper mantle silicate minerals. *Geophys. J.* 4, p. 45.
- RALEIGH C.B., KIRBY S.H., 1970.- Creep in the upper- mantle. *Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap.* 3, pp. 113-121.
- RALEIGH C.B., KIRBY S.H., CARTER N.L., Avé LALLEMANT H.G., 1971.- Slip and the clinoenstatite transformation as competing rate processes in enstatite. *J. Geophys. Res.* 76, pp. 4011-4022.
- RAMBERG H., 1955.- Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. *J. Geol.* 63, pp. 512-526.
- RAMBERG H., 1963.- Evolution of drag-folds. *Geol. Mag.* 100, pp. 97-106.
- RAMBERG H., 1967.- Gravity, deformation and the Earth's crust. Academic Press, London.

- RAMSAY J.G., 1967.- Folding and fracturing of folds. Mc Graw Hill, New York, 568 p.
- RANSOM D.M., 1971.- Host control of recrystallised quartz grains. Mineral. Mag. 38, pp. 83-88.
- RAST N., 1956.- The origin and significance of boudinage. Geol. Mag. 93, pp. 401-408.
- RAST N., 1965.- Nucleation and growth of metamorphic minerals. in "Controls of Metamorphism". PITCHER and FLINN Eds. Oliver and Boyd, Edinburgh, pp.
- READ H.H., 1934.- On zoned associations of antigorite, talc, actinolite, chlorite and biotite in Unst, Shetland Islands. Mineral. Mag. 23-145, pp. 519-540.
- READ W.T., 1953.- Dislocations in crystals, Mac Graw Hill, New York.
- REED-HILL R.E., 1964.- Physical metallurgy principles. Von Nostrand Reinhold Company, New York, 630 p.
- RESTITUITO J., 1971.- La vallée de la Truyère entre Garabit (Cantal) et Sarrans (Aveyron), Massif Central français. Thèse 3e cycle, Clermont Ferrand, 175 p.
- REY R., 1966.- Les formations sédimentaires à l'Est et à l'Ouest du Massif du Cantal. 2eme thèse, Rennes.
- REY R., 1971.- Biostratigraphie des bassins tertiaires du Massif Central. in Symp. J. JUNG : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français. Plein Air Serv. Ed. Clermont-Ferrand, pp. 309-330.
- RICHARDSON S.W., GILBERT M.C., BELL P.M., 1969.- Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria ; the aluminium silicate triple point. Am. J. Sci. 267, pp. 259-272.
- RIECKER R.E., ROONEY T.P., 1967.- Deformation and polymetamorphism of enstatite under shear stress. Bull. Geol. Soc. Am. 78, pp. 1045-1054.
- ROQUES M., 1941.- Les schistes cristallins de la partie S.W. du Massif Central français. Mem. Serv. carte Geol. Fr., 527 p.
- ROQUES M., VIALETTE M., VIALETTE Y., 1971.- Géochronologie du socle du Massif Central. in Symp. J. JUNG. Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français. Plein Air Serv. Ed., Clermont-Ferrand, pp. 269-289.



- ROSS J., PAPI KE J.J., SHAW K.W., 1969.- Exsolution textures in amphiboles as indicators of subsolidus thermal histories. Mineral. Soc. Am. Special. Pap. 2, pp. 275-299.
- ROWCLIFFE A.F., CARPENTER G.J., MERRICK H.F., NICHOLSON R.B., 1966.- An electron microscope investigation of high-temperature embrittlement of irradiated stainless steels. in "The effects of radiation in structural metals". Amer. Soc. Test. Mater. Pub. 426, pp. 161-198.
- SAADA G., 1966.- Microscopie électronique des lames minces cristallines. Masson and Cie, Paris, 323 p.
- SABATE P., 1968.- Etude pétrographique et structurale du socle cristallophyllien entre l'Allagnon et l'Allier (Massif Central français). Thèse 3eme cycle, Clermont Ferrand, 170 p.
- SAH J.P., RICHARDSON G.P., SELLARS C.M., 1969.- Recrystallisation during not deformation of nickel. J. Austr. Inst. Metals 13, pp. 292-297.
- SAH J.P., RICHARDSON G.J., SELLARS C.M., 1974.- Grain size effects during dynamic recrystallization of nickel. Met. Sci. J. 8, pp. 325-331.
- SANTALLIER D., 1975.- Les intercalaires basiques dans les gneiss de la feuille de Tulle. Bull. B.R.G.M., II-1-4, pp. 221-233.
- SEIFERT K.E., 1964.- The genesis of plagioclase twinning in the Nonewang granite. Am. Mineral. 49, pp. 297-320.
- SEIFERT K.E., 1965.- Deformation bands in Albite. Am. Mineral. pp. 1469-1472.
- SHELLEY D., 1970.- The origin of myrmekitic intergrowth and a comparison with rod-eutectics in metals. Mineral. Mag. 37, pp. 674-681.
- SINGH V., RAO R., TAPLIN D.M., 1973.- On the role of grain-boundary migration during the creep of Zinc. J. Mater. Sci. 8, pp. 373-381.
- SMALLMAN R.E., ASHBEE K.H., 1966.- Electron microscopy ; Electron microscope, contrast theory, interpretation. in "Modern Metallography". Pergamon Press. London, pp. 107-211.
- SMITH C.S., 1964.- Some elementary principles of polycrystalline microstructure. Metall. Rev. 9, pp. 1-48.
- SMITH J.V., RIBBE P.H., 1969.- Atomic movements in plagioclase feldspars. Kinetic interpretation. Contr. Mineral. Petrol. 21, pp. 157-202.
- SMULIKOWSKI, KAZIMIERZ, 1960.- Petrographic notes on some eclogites of the East Sudetes. Bull. Acad. polonaise des Sc., Série Sc. géol. et géog. 8-11, pp. 11-19.
- SPRY A., 1969a.- Metamorphic textures, Pergamon Press, London, 350 p.



- SPRY A., 1969b.- The interpretation of the textures of peridotites, eclogites and granulites. Geol. Soc. Austr. Spec. Pap. 2, pp. 307-321.
- STARKEY J., 1968.- The geometry of kink bands in crystals. A simple model. Contr. Mineral. Petrol. 19, pp. 133-141.
- STAUFFER M.R., 1970.- Deformation textures in tectonites. Can. J. Earth. Sci. 7, pp. 498-511.
- STREB G., REPPICH B., 1973.- Steady state deformation and dislocation structure of pure and Mg-doped LiF single crystals. (II) Etchpit studies of dislocation structure. Phys. Stat. sol. (a) 16, pp. 493-505.
- STURT B.A., 1970.- Exsolution during metamorphism with particular reference to feldspar solid solutions. Mineral. Mag. 37, pp. 815-832.
- STÜWE H.P., ORTNER B., 1974.- Recrystallization in hot working and creep. Met. Sci. J. 8, pp. 161-167.
- SUBRAMANIAM A.P., 1956.- Mineralogy and petrology of the Sittampundi complex, Salem district, Madras State, India. Geol. Soc. Am. Bull. 67-3, pp. 317-390.
- TEMPIER P., 1967.- Etude pétrographique et structurale de la série cristallophyllienne de la moyenne Dordogne (Massif Central français). Thèse d'état, Clermont Ferrand, 311 p.
- TOURET J., 1969.- Le socle précambrien de la Norvège méridionale (région de Vegarsher - Gjerstad), thèse Nancy, 3 vol.
- TOURET J., 1971.- Le faciès granulite en Norvège méridionale. II : les inclusions fluides, Lithos 4, pp. 423-436.
- TOURNAIRE, 1869.- Note sur la constitution géologique de département de la Haute-Loire et sur les révolutions dont ce pays a été le théâtre. Bull. Soc. geol. Fr. 26, pp. 1106.
- TULLIS J., CHRISTIE J.M., GRIGGS D.T., 1973.- Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. Geol. Soc. Am. Bull. 84, pp. 297-314.
- TUNG S.P., 1950.- The crystalline shistes of lower Allagnon Valley. Central Massif fr., Trav. lab. Geol. Min., Fac. Clermont Ferrand.
- TURNER F.J., HEARD H.C., GRIGGS D.T., 1960.- Experimental deformation of enstatite and accompanying inversion to clinoenstatite 21 st, Int. Geol. Cong. Copenhagen. Rep. Session, part. 18, pp. 399-408.
- TURNER F.J., VERHOOGEN J., 1960.- Igneous and metamorphic petrology Mac Graw Hill, New York.

- TURNER F.J., WEISS L.E., 1963.- Structural analysis of metamorphic tectonites, Mac Graw Hill, New-York, 545 p.
- VANCE J.A., 1961.- Polysynthetic twinning in plagioclase, Amer. Mineral. 46, pp. 1097-1119.
- VERNON R.H., 1965.- Plagioclase twins in some mafic gneisses from Broken Hill, Australia, Mineral. Mag. 35, pp. 488-507.
- VERNON R.H., 1968.- Microstructure of high grade metamorphic rocks at Broken Hill, Australia, J. Petrol. 9, pp. 1-22.
- VERNON R.H., 1969.- The Willyama complex, Broken Hill area, J. Geol. Soc. Austr. 16, pp. 20-55.
- VERNON R.H., 1970.- Comparative grain-boundary studies of some basic and ultrabasic granulites, nodules and cumulates, Scott. J. Geol. 6-4, pp. 337-351.
- VERNON R.H., 1975.a.- Deformation and recrystallisation of a plagioclase grain. Am. Mineral. 60, pp. 884-888.
- VERNON R.H., 1975b.- Microstructural interpretation of some fibrolitic sillimanite aggregates, Mineral. Mag. 40, pp. 303-306.
- VERNON R.H., 1976.- Metamorphic process. G. Allen and Unwin Ltd Ed. London, 247 p.
- VERNON R.H., RANSOM D.M., 1971.- Retrograde shists of the amphibolite facies at Broken Hill, New South Wales, J. Geol. Soc. Austr. 18-3, pp. 267-277.
- VOGEL T.A., SEIFERT K.E., 1965.- Deformation twinning in ordered plagioclase Am. Mineral. pp. 514-518.
- WAGNER M.E., CRAWFORD M.L., 1975.- Polymetamorphism of the precambrian Baltimore gneiss in southeastern Pennsylvania, Am. J. Sci. 275, pp. 653-682.
- WATSON J.V., 1973.- Effects of reworking on high-grade gneiss complexes. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 273, pp. 443-455.
- WATTERSON J., 1968.- Homogeneous deformation of the gneisses of Vesterland, South-West Greenland. Medd. on Gronland 175-6, 72 p.
- WATZNAUER A., 1969.- The granulitgebirge in Saxony-Locus typicus of granulitic rocks. Geol. Assoc. Con. Spec. Pap. 5, pp. 67-72.
- WEERTMAN J., 1970.- The creep strength of the earth's mantle. Rev. Geophys. 8, pp. 145-169.
- WEERTMAN J., WEERTMAN J.R., 1970.- Théorie élémentaire des dislocations Masson & Cie, Paris, 240 p.

- WEISSBROD A., 1962.- Relations pétrogénétiques entre les migmatites ocellées et le granite du Velay (Massif Central français).  
C.R. Acad. Sc. 255, pp. 3004-3006.
- WESTBROOK J.H., 1967.- Impurity effects at grain boundaries in ceramics in "Science of ceramics" 3. STEWART Ed. Academic Press, London, pp. 263-284.
- WHITE S.H., 1971.- Natural creep deformation of quartzites. Nature Phys. Sci. 234, pp. 175-177.
- WHITE S.H., 1973a.- The dislocation structures responsible for the optical effects in some naturally deformed quartzes. J. Mater. Sci. 8, pp. 490-499.
- WHITE S.H., 1973b.- Syntectonic recrystallization and texture development in quartz. Nature 244. pp. 276-278.
- WHITE S.H., 1973c.- Deformation lamellae in naturally deformed quartz. Nature. Phys. Sci., 245, pp. 26-28.
- WHITE S.H., 1974a.- Application of H.V.E.M. to metamorphic and structural geology, in "High Voltage Electron Microscopy". Swann, Humphrey and Goringe Ed. Acad. Press, pp. 317-322.
- WHITE S.H., 1974b.- Inter-relationship between chemistry and deformation in tectonically deformed minerals.  
8eme Int. Cong. Electron microscopy, SANDERS, GOODCHILD Ed. Canberra, Austr. Acad. Sci., pp. 482-483.
- WHITE S.H., 1975a.- The effects of polyphase deformation in the intracrystalline defects structures of quartz. N. Jb. Min. Abh 123-3, pp. 237-252.
- WHITE S.H., 1975b.- The role of dislocation processes during tectonic deformations, with particular reference to quartz. In Strens J. Ed. "Chemistry and physics of rocks in minerals. Wiley, pp. 75-91.
- WHITE S.H., 1975c.- Tectonic deformation and recrystallization of Oligoclase. Contr. Mineral. Petrol. 50, pp. 287-304.
- WHITE S.H., 1975d.- Estimation of strain rates from microstructures. J. Geol. Soc. London 131, pp. 577-583.
- WHITE S.H., 1975e.- The determination of deformation parameters from dislocation sub-structures in naturally deformed quartz. In Venables J. Ed. : "Development in electron microscopy and analysis". Proceeding of EMAG 75. Academic Press pp. 505-508.
- WHITE S.H., 1976a.- Recrystallization and texture development in quartz. Proc. 4th European Texture Conf. In press.

- WHITE S.H., 1976b.- Geological significance of recovery and recrystallization process in quartz. Tectonophysics. In press.
- WHITE S.H., 1976c.- The effects of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 283, pp. 69-86.
- WHITE S.H., TREAGUS J.E., 1975.- The effects of polyphase deformation on the intracrystalline defect structures of quartz. The defect structures. Neues. Jb. Miner. Abh. 123-3, pp. 219-236.
- WINDLEY B.F., 1969.- Evolution of the early precambrian basement complex of southern West Greenland. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. 5, pp. 155-161.
- WINDLEY B.F., 1973.- Crustal development in the Precambrian. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 273, pp. 321-341.
- WINKLER H.G.F., 1970.- Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and a classification based on isograds in common rocks. Neues. Jb. Miner. Mh., pp. 189-248.
- WINKLER H.G.F., 1974.- Petrogenesis of metamorphic rocks. 3rd Ed. Springer Verlag Edgar Press, 320 p.
- WINKLER H.G.F., SEN S.K., 1973.- Nomenclature of granulite and other high grade metamorphic rocks. Neues Jb. Miner. Mh. 9, pp. 393-402.
- WINTSCH R.P., 1975.- Feldspathization as a result of deformation. Geol. Soc. Am. Bull. 86, pp. 35-38.
- WOOD D.S., 1974.- Current views of the development of slaty cleavage. Annual. Rev. Earth and Planet. Sci. 2, pp. 369-401.
- YODER H.S.Jr., TILLEY C.E., 1962.- Origin of basalt magmas : An experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrol. 3-3, pp. 342-532.
- ZWART H.J., 1960.- Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrenees and their chronological succession. Geologie. Mijnb. D 29, pp. 163-180.

\*       \*

\*

## SOMMAIRE

.....

### INTRODUCTION.

I.- Situation générale.....	1
II.- Travaux antérieurs et problèmes posés.....	1
III.- Méthodes de travail.....	3
IV.- Les terrains sédimentaires.....	4

### PREMIERE PARTIE : ETUDE GEOLOGIQUE.

A.- <u>Pétrologie de la série cristallophyllienne du Haut-Allier</u> .....	6
I.- Gneiss ocellés, ortholeptynites : orthogneiss.....	6
II.- Micaschistes feldspathiques.....	8
III.- Gneiss à biotite et sillimanite.....	10
IV.- Passage gneiss à biotite sillimanite - Groupe leptyno amphibolique : Roche de transition.....	13
V.- Groupe leptyno-amphibolique.....	14
a) Les gneiss fins.....	15
b) Les leptynites.....	16
i) Les granulites sans silicate d'alumine.....	17
ii) Les leptynites à paragenèse du faciès amphibolite.....	17
c) Les amphibolites.....	17
d) Conclusion.....	18
VI.- Migmatites.....	19
a) Les anatexites schisteuses.....	20
b) Les anatexites grenues.....	20
c) Commentaires sur les migmatites.....	20
VII.- Granites.....	21
a) Le granite de Champagnac le Vieux.....	21
b) Les granites tardifs.....	22
VIII.- Ensembles dispersés.....	23
a) Les roches du faciès granulite.....	23
1- Définition de la série granulitique et du faciès granulite.....	24
2- Les roches granulitiques acides.....	24

i) Lithologie.....	24
ii) Contact granulites acides-gneiss encaissants.....	25
3- Les "granulites basiques et ultra-basiques".....	26
i) Lithologie.....	26
ii) Contact granulites basiques - amphibolites.....	28
4- Roches granulitiques carbonatées.....	29
i) Lithologie.....	29
ii) Contact des roches calciques.....	30
5- Discussion et remarques sur les roches du faciès granulite	30
b) Les péridotites.....	32
c) Les éclogites.....	34
 B.- <u>Etude structurale du Haut-Allier</u> .....	 36
 I.- Phases a.....	 36
a) Description.....	36
b) Discussion.....	38
II.- Première phase.....	38
III.- Deuxième phase.....	39
a) Description.....	39
b) Les plis d'entraînement.....	39
c) Le boudinage.....	41
i) Les boudins.....	41
ii) Evidence d'un boudinage "granulitique".....	42
iii) Relation boudinage-sens de déversement.....	42
d) Nodules de sillimanite.....	43
IV.- Troisième phase.....	44
a) Description.....	44
b) Plis d'échelle cartographique.....	44
V.- Phases tardives.....	45
VI.- Phases cassantes.....	45
a) Décrochements tardi-hercyniens.....	45
i) Premier réseau.....	45
ii) Deuxième réseau.....	45
b) Failles normales oligo-miocène.....	46
VII.- Relations phases tectoniques-métamorphismes.....	46
a) Minéraux antétectoniques, syntectoniques, et post-tectoniques.....	47
i) Antétectoniques.....	47
ii) Syntectoniques.....	47
iii) Post-tectoniques.....	48



b) Résultats.....	48
C.- <u>Reconnaissance géologique dans la Vallée de la Truyère</u> .....	50
I.- Lithologie.....	50
II.- Phases tectoniques.....	51
III.- Rétromorphose.....	51
IV.- Cartographie et discussion.....	52
V.- Conclusion.....	53
Conclusion à l'étude géologique du Haut-Allier et de la Vallée de la Truyère.....	55

## DEUXIEME PARTIE : ETUDE AU MICROSCOPE ELECTRONIQUE A TRANSMISSION

### INTRODUCTION.

I.- Etude de la recristallisation et de la rétro-morphose en Haut-Allier.....	59
1- Etude d'une roche finement cristalline à microstructure anastomosée	59
a) Quartz.....	60
b) Feldspaths.....	62
c) Grenat.....	63
d) Disthène.....	63
2- Evolution de ces microstructures au cours de la rétro-morphose.....	64
a) Quartz.....	64
b) Feldspaths.....	65
c) Disthène.....	65
3- Conclusion.....	65
II.- Etude des paramètres de déformation dans une faille ductile.....	66
1- Description des sous-structures de dislocation.....	66
a) Quartz.....	66
b) Albite.....	68
c) Micas.....	69
2- Détermination des paramètres de déformation.....	69
3- Considérations thermodynamiques.....	73
4- Conclusion.....	75



III.- Description de quelques microstructures de dislocation dans une anorthosite.....	76
1- Description de l'échantillon.....	76
2- Sous structures de l'anorthite.....	77
3- Sous structures de l'hypersthène.....	78
4- Conclusion.....	79
Conclusion.....	79

ANNEXE I : Microscopie électronique à Transmission. Technique et définitions.  
Processus de déformation plastique.

I.- Technique et défauts cristallins.....	A <sub>1</sub>
1- Préparation des échantillons - Techniques utilisées.....	A <sub>1</sub>
2- Le microscope électronique à transmission. Une présentation sommaire.....	A <sub>1</sub>
3- Images, fonds clairs, fonds noirs, contrastes et diffractions.....	A <sub>2</sub>
a) Fonds clairs et fonds noirs.....	A <sub>2</sub>
b) Théorie du contraste.....	A <sub>3</sub>
c) La diffraction.....	A <sub>3</sub>
4- Dislocation - Rappels et définitions - Vecteurs de Burgers.....	A <sub>3</sub>
a) Définition.....	A <sub>4</sub>
b) Les dislocations parfaites.....	A <sub>4</sub>
i) Dislocation coin.....	A <sub>4</sub>
ii) Dislocation vis.....	A <sub>4</sub>
iii) Dislocation mixte.....	A <sub>4</sub>
iv) Boucle de dislocation.....	A <sub>5</sub>
c) Les dislocations imparfaites.....	A <sub>5</sub>
i) Boucle de dislocation prismatique.....	A <sub>5</sub>
ii) Dislocations partielles et défauts d'empilement.....	A <sub>5</sub>
d) Formation et création des dislocations.....	A <sub>5</sub>
e) Vecteurs de Burgers des différentes dislocations.....	A <sub>6</sub>
i) Vecteur de Burgers d'une dislocation coin.....	A <sub>6</sub>
ii) Vecteur de Burgers d'une dislocation vis.....	A <sub>6</sub>
iii) Vecteur de Burgers d'une dislocation mixte.....	A <sub>6</sub>
iv) Vecteur de Burgers d'une dislocation prismatique.....	A <sub>6</sub>
v) Vecteur de Burgers de dislocations combinées.....	A <sub>6</sub>

II.- Processus de déformation. Définition et rôle des dislocations.....	A <sub>7</sub>
1- La Translation.....	A <sub>8</sub>
2- Le Maclage.....	A <sub>8</sub>
3- Les modes de déformation secondaires.....	A <sub>8</sub>
a) La flexion et la torsion.....	A <sub>8</sub>
b) Le pliage.....	A <sub>9</sub>
4- Un processus de déformation : le mouvement des dislocations.....	A <sub>9</sub>
a) Mouvement d'une dislocation coin.....	A <sub>9</sub>
b) Mouvement d'une dislocation vis.....	A <sub>9</sub>
c) Mouvement d'une boucle de dislocation.....	A <sub>10</sub>
d) Mouvement d'une boucle prismatique.....	A <sub>10</sub>
e) Interaction des dislocations.....	A <sub>10</sub>
5- La restauration.....	A <sub>11</sub>
a) Définition.....	A <sub>11</sub>
b) Les processus.....	A <sub>11</sub>
c) Restauration statique et dynamique.....	A <sub>12</sub>
d) Relation entre b et la déviation du réseau.....	A <sub>13</sub>
6- La recristallisation.....	A <sub>13</sub>
a) Définition et processus.....	A <sub>13</sub>
b) Recristallisation statique.....	A <sub>14</sub>
c) Recristallisation dynamique.....	A <sub>15</sub>

## ANNEXE II : A propos des microstructures dans le faciès granulite.

I.- Les microstructures intergranulaires.....	A <sub>17</sub>
1- Microstructures intergranulaires relictuelles.....	A <sub>18</sub>
a) Sédimentaires.....	A <sub>18</sub>
b) Eruptive.....	A <sub>18</sub>
c) Métamorphique.....	A <sub>18</sub>
2- Microstructures intergranulaires typomorphes.....	A <sub>18</sub>
a) Les joints.....	A <sub>19</sub>
i) Rectilignes.....	A <sub>19</sub>
ii) Courbes.....	A <sub>19</sub>
iii) Lobés ou amiboïdes.....	A <sub>19</sub>
iv) Sutureés.....	A <sub>20</sub>
b) La taille des minéraux.....	A <sub>20</sub>
c) La forme des minéraux.....	A <sub>21</sub>
d) Distribution et orientation des minéraux.....	A <sub>21</sub>

III.- Description de quelques microstructures de dislocation dans une anorthosite.....	76
1- Description de l'échantillon.....	76
2- Sous structures de l'anorthite.....	77
3- Sous structures de l'hypersthène.....	78
4- Conclusion.....	79
Conclusion.....	79

ANNEXE I : Microscopie électronique à Transmission. Technique et définitions.  
Processus de déformation plastique.

I.- Technique et défauts cristallins.....	A <sub>1</sub>
1- Préparation des échantillons - Techniques utilisées.....	A <sub>1</sub>
2- Le microscope électronique à transmission. Une présentation sommaire.....	A <sub>1</sub>
3- Images, fonds clairs, fonds noirs, contrastes et diffractions.....	A <sub>2</sub>
a) Fonds clairs et fonds noirs.....	A <sub>2</sub>
b) Théorie du contraste.....	A <sub>3</sub>
c) La diffraction.....	A <sub>3</sub>
4- Dislocation - Rappels et définitions - Vecteurs de Burgers.....	A <sub>3</sub>
a) Définition.....	A <sub>4</sub>
b) Les dislocations parfaites.....	A <sub>4</sub>
i) Dislocation coin.....	A <sub>4</sub>
ii) Dislocation vis.....	A <sub>4</sub>
iii) Dislocation mixte.....	A <sub>4</sub>
iv) Boucle de dislocation.....	A <sub>5</sub>
c) Les dislocations imparfaites.....	A <sub>5</sub>
i) Boucle de dislocation prismatique.....	A <sub>5</sub>
ii) Dislocations partielles et défauts d'empilement.....	A <sub>5</sub>
d) Formation et création des dislocations.....	A <sub>5</sub>
e) Vecteurs de Burgers des différentes dislocations.....	A <sub>6</sub>
i) Vecteur de Burgers d'une dislocation coin.....	A <sub>6</sub>
ii) Vecteur de Burgers d'une dislocation vis.....	A <sub>6</sub>
iii) Vecteur de Burgers d'une dislocation mixte.....	A <sub>6</sub>
iv) Vecteur de Burgers d'une dislocation prismatique.....	A <sub>6</sub>
v) Vecteur de Burgers de dislocations combinées.....	A <sub>6</sub>

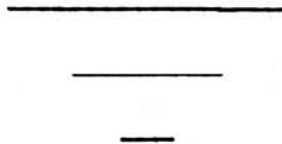
II.- Processus de déformation. Définition et rôle des dislocations.....	A <sub>7</sub>
1- La Translation.....	A <sub>8</sub>
2- Le Maclage.....	A <sub>8</sub>
3- Les modes de déformation secondaires.....	A <sub>8</sub>
a) La flexion et la torsion.....	A <sub>8</sub>
b) Le pliage.....	A <sub>9</sub>
4- Un processus de déformation : le mouvement des dislocations.....	A <sub>9</sub>
a) Mouvement d'une dislocation coin.....	A <sub>9</sub>
b) Mouvement d'une dislocation vis.....	A <sub>9</sub>
c) Mouvement d'une boucle de dislocation.....	A <sub>10</sub>
d) Mouvement d'une boucle prismatique.....	A <sub>10</sub>
e) Interaction des dislocations.....	A <sub>10</sub>
5- La restauration.....	A <sub>11</sub>
a) Définition.....	A <sub>11</sub>
b) Les processus.....	A <sub>11</sub>
c) Restauration statique et dynamique.....	A <sub>12</sub>
d) Relation entre b et la déviation du réseau.....	A <sub>13</sub>
6- La recristallisation.....	A <sub>13</sub>
a) Définition et processus.....	A <sub>13</sub>
b) Recristallisation statique.....	A <sub>14</sub>
c) Recristallisation dynamique.....	A <sub>15</sub>

## ANNEXE II : A propos des microstructures dans le faciès granulite.

I.- Les microstructures intergranulaires.....	A <sub>17</sub>
1- Microstructures intergranulaires relictuelles.....	A <sub>18</sub>
a) Sédimentaires.....	A <sub>18</sub>
b) Eruptive.....	A <sub>18</sub>
c) Métamorphique.....	A <sub>18</sub>
2- Microstructures intergranulaires typomorphes.....	A <sub>18</sub>
a) Les joints.....	A <sub>19</sub>
i) Rectilignes.....	A <sub>19</sub>
ii) Courbes.....	A <sub>19</sub>
iii) Lobés ou amiboïdes.....	A <sub>19</sub>
iv) Sutrés.....	A <sub>20</sub>
b) La taille des minéraux.....	A <sub>20</sub>
c) La forme des minéraux.....	A <sub>21</sub>
d) Distribution et orientation des minéraux.....	A <sub>21</sub>



3- Microstructures surimposées.....	A <sub>24</sub>
a) d'origine tectonique.....	A <sub>24</sub>
b) d'origine rétro-morphique.....	A <sub>24</sub>
c) d'origine métamorphique.....	A <sub>25</sub>
II.- Les microstructures intragranulaires.....	A <sub>25</sub>
1- Les inclusions.....	A <sub>25</sub>
a) Inclusions fluides.....	A <sub>25</sub>
b) Inclusions minérales.....	A <sub>25</sub>
2- Les exsolutions.....	A <sub>26</sub>
3- Les indices de déformation.....	A <sub>26</sub>
a) relictuels.....	A <sub>26</sub>
b) typomorphes.....	A <sub>27</sub>
c) surimposés.....	A <sub>27</sub>

Bibliographie.










TERRAINS ALLOCHTONES RETROMORPHIQUES

-  anatexites
-  groupe leptyno-amphibolique

TERRAINS AUTOCHTONES PROGRADES

-  série pelitico-grauwackeuse
-  orthogneiss

TERRAINS TARDIFS

-  granites
-  stéphanien et permien
-  couverture cénozoïque




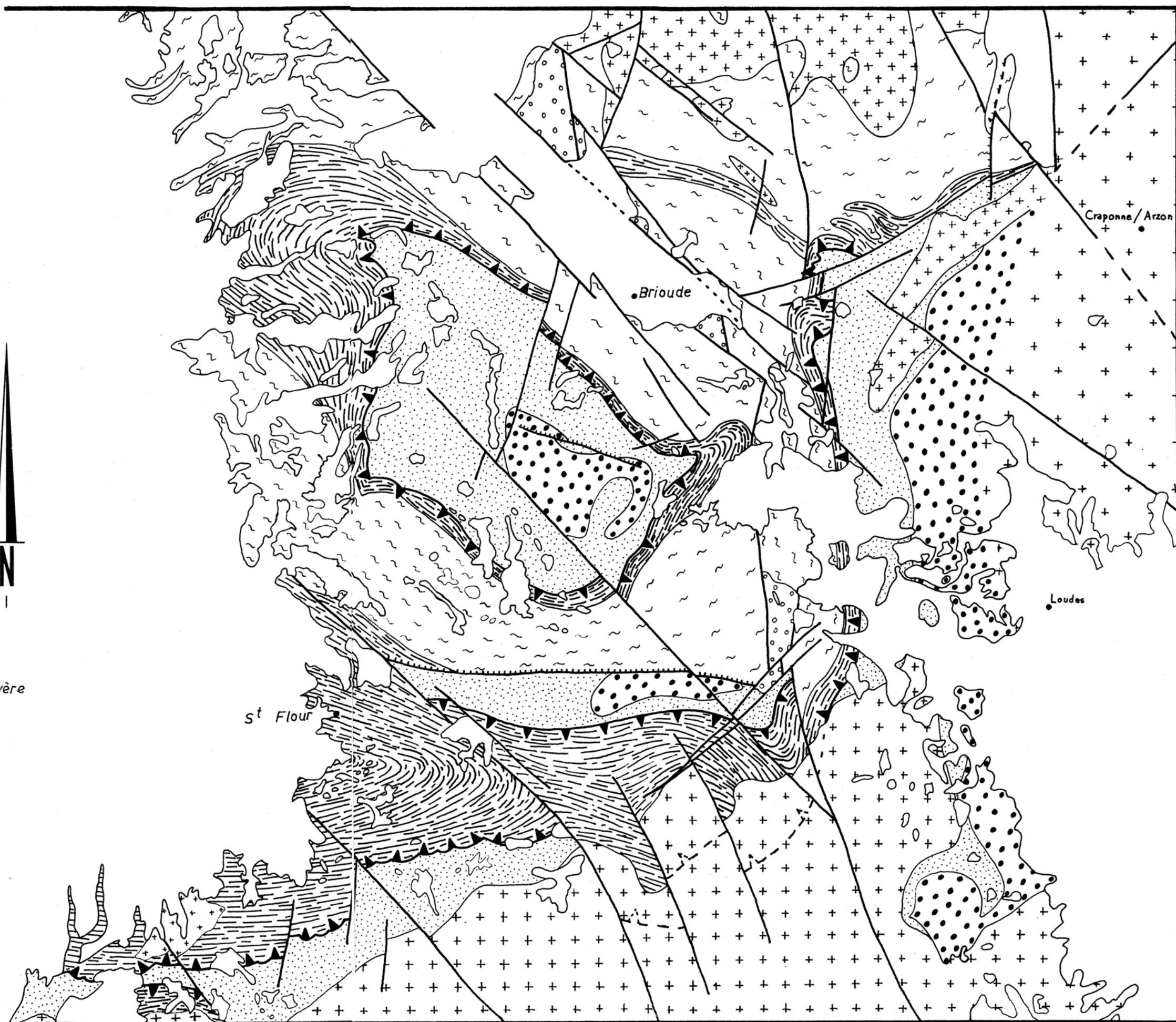
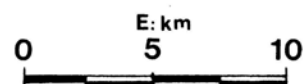
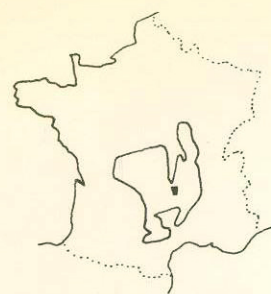
-  décrochement
-  faille normale
-  chevauchement majeur

Fig 24 Schéma structural du Haut-Allier et de la vallée de la Truyère

FORESTIER 1963 modifié







- Chevauchement  
 Décrochement  
 Faille normale  
 Isogrades Ms muscovite  
Sr séricite

- Gneiss khondalito-kinzigitiques  
 Anatexites à cordiérite  
 Roches basiques rétro-morphosées } Groupe leptyno-amphibolique  
 Gneiss fins et leptynites  
 Faciès intermédiaire riche en sillimanite  
 Série grauwacké-pelitique : gneiss à biotite et sillimanite  
 Peridotite de Cissac  
 Granite de Champagnac  
 Stéphanien - Permien  
 Terrains post-permiens

E: km  
0 1 2

Villeneuve  
d'Allier

BRIOUDE

Allier

Paulhaguet

Champagnac  
le vieux

